

岩石礦物礦床學會誌

第四十卷 第六号

昭和三十一年十二月一日

研究報文

長野県下伊那地方の超塩基性および塩基性岩類……………	島 津 光 夫
亀岡市行者山花崗岩中の微粒放射能鉍物……………	{ 早 瀬 一 道 堤 得 道
秋田県太良鉍山産鉍石の離溶共生について……………	{ 萱 木 浅 彦 田 代 忠 一
三頭山産石英閃緑岩の弾性係数の測定について……………	倉 持 文 雄
古琵琶湖層の粘土鉍物について (2)……………	兼 松 四 郎
幌満川上流 (パンケ川) の混成岩帯に見出された 超塩基性岩の流石……………	浅 井 宏
Marekanite type の perlite について……………	桑 原 寛

会 報

日本岩石礦物礦床学会総会並びに講演会記事, 本会役員, 日本岩石鉍物
鉍床学会々則

抄 録

鉍物学及び結晶学	ダイヤモンドの蝕像	外 5 件
岩石学及び火山学	花崗岩の位置の占め方	外 3 件
金 属 鉍 床 学	地質温度測定法とその問題	外 3 件
石 油 鉍 床 学	原油の地球化学的研究	外 7 件
窯 業 鉍 物	原子炉用窯業材料	外 2 件

総 目 録

東北大学理学部岩石鉍物鉍床学教室内
日本岩石礦物礦床學會

日本岩石鉱物鉱床学会会則

総 則

- 第 1 条 本会は日本岩石鉱物鉱床学会と称する。
- 第 2 条 本会は鉱物学、岩石学、鉱床学及びこれらと関係の深い科学の進歩を助け、普及をはかることを目的とする。
- 第 3 条 本会は事務所を東北大学理学部内におく。
- 第 4 条 本会は第 2 条の目的を達するため、次の事業を行う。
- (1) 機関雑誌の発行。
 - (2) 講演会その他学術に関する集会の開催。
 - (3) その他必要なこと。

会 員

- 第 5 条 本会々員は正会員及び特別会員とする。正会員は評議員会で入会を承認されたものとし、特別会員は評議員会で推薦されたものとする。
- 第 6 条 正会員として本会に入会を希望のものは、正会員 2 名の推薦をそえて申込むものとする。
- 第 7 条 退会を希望のものは、会費を完納の上、本会に申出ることとする。
- 第 8 条 会費を滞納したものは評議員会の決議によつて除名されることがある。

会 費

- 第 9 条 本会の経費には会員の会費及び寄附金等をあてる。
- 第 10 条 正会員の会費は年額 500 円とし、これを前納しなければならない。特別会員の会費は年額 5,000 円とする。

役 員

- 第 11 条 本会に次の役員をおく。
- | | |
|-----|------|
| 会 長 | 1 名 |
| 幹 事 | 5 名 |
| 評議員 | 30 名 |
- 第 12 条 会長は本会を代表し、会務を掌理し、総会及び評議員会を召集する。
- 第 13 条 幹事は会長を補佐し、会長事故ある時はこれに代る。
- 第 14 条 評議員は評議員会を組織し、本会の運営事項を協議する。
- 第 15 条 会長、幹事及び評議員は正会員中より互選によつて選出される。
- 第 16 条 役員の任期は 2 カ年とする。但し重任をさまたげない

会 合

- 第 17 条 総会は毎年 1 回これを開催し、本会の基本方針を決定する。総会は正会員の 10 分の 1 以上の参加を以て成立する。
- 第 18 条 評議員会は総会の決定した基本方針に従い、本会の運営事項について協議する。
- 第 19 条 会務執行のため編集、庶務、会計、図書、行事、会員、その他に関する委員会をおく。各委員長は評議員の互選により、その他の委員は各委員長の推薦により会長が委嘱する。

附 則

- 第 20 条 本会々則の変更は総会の決議によつて行う。

研 究 報 文

長野県下伊那地方の超塩基性および塩基性岩類

Ultramafic and mafic rocks of Shimo-Ina district, Nagano Prefecture

島 津 光 夫 (Mitsuo Shimazu)*

Abstract: The Sanbagawa, Mikabu metamorphics and the Chichibu Paleozoics are distributed in this district.

Green rocks occurring in the crystalline schist, are composed of massive green rock and the green intrusive rock (the Mikabu intrusive), which include meta-diabase, meta-gabbro and amphibolite.

Most of the ultramafic rocks concordantly intrude along the boundary between the massive green rock and the schist. They are mainly composed of dunite, banded diallage peridotite, diallage peridotite, fine-grained and coarse-grained gabbro, and are accompanied by gabbro pegmatite and albitite. Most of the ultramafic rocks are affected more or less by serpentinization and other metasomatic actions. Although these alterations are varied in different rocks, they are always characterized by the transformation of olivine to antigorite and of plagioclase to grossularite. Some gabbroic rocks are also altered into rodingite. Compared with the ordinary grossularite, the grossularite in these rocks has lower refraction indices (1.720-1.733) and smaller density (3.50) and lattice constant (11.88Å).

From the properties, it is considered that the grossularite probably includes the hydrogrossular molecules.

I ま え が き

三波川帯の超塩基性岩は、以前から多くの人によつて研究されてきたが、天竜川流域のものについても、最近、浅井¹⁾、中山²⁾らによつて報告されている。下伊那地方は地質環境も、超塩基性岩の性質も非常に良くそれらと類似している。先年、筆者ら³⁾は、この附近の概略の地質を報告したが、筆者は引続いて超塩基性岩研究の一環として研究を進めてきた。この報文では、超塩基性岩の一般的な記載のほか、蛇紋岩化作用、および斜長石の灰簪柎榴石化やロジン岩の生成等の交代作用、およびそれらの相互関係等について述べる。研究に当つては、石井教授、千藤、植田両助教授ならびに八木教授の御指導を頂いた。

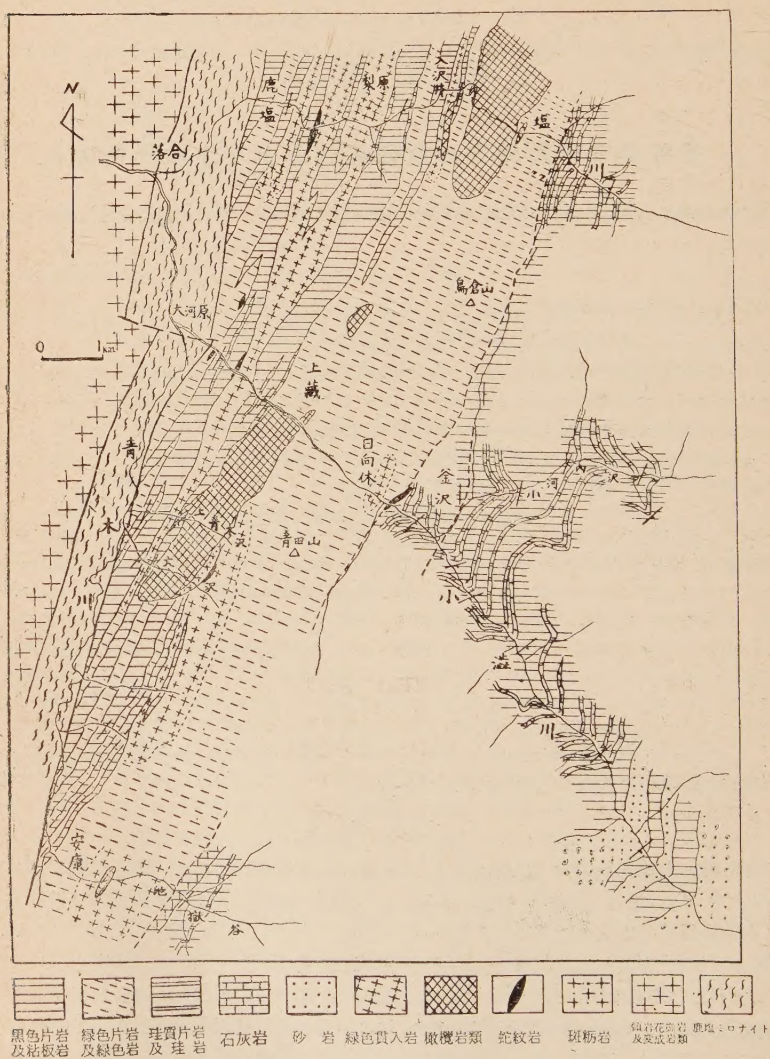
* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) 浅井宏；岩礦，39，233~241，1955

2) 中山勇；岩礦，40，27~32，1956

3) 石井清彦，植田良夫，島津光夫；岩礦，37，123~130，1953

第1図 下伊那郡鹿塩附近の地質概図



太実線，太破線は断層，細実線，点線は堆積岩または堆積岩と火成岩の境界を示す。

こゝに厚く謝意を表わす。

また、X線廻折線については都城秋穂氏に御援助を頂いた。なお、この研究に要した費用の一部は、文部省科学研究費によるものであることを明記する。

II 周辺の地質について

中央構造線を境にして、西側は領家帯、東側は三波川および秩父帯に当り、構造線に沿う部分には鹿塩圧砕岩が分布する。地質構造は、この地域の中央に広く分布している緑色岩の西側と東側とで著しい違いがみられ、西側は激しく褶曲し、緑色岩の発達も著しい。東側は、緑色岩に接する部分が擾乱帯となつてゐるが、その東部は緩やかに褶曲し、殆んど水平の部分もみられ、東に行くに従ひ単調な西傾斜の構造となつてゐる。西側は三波川、御荷鉾帯に相当し、黒色片岩、緑色片岩、珪質片岩およびそれらを貫く緑色貫入岩からなつてゐる。一方、東側は秩父帯に当り、粘板岩、砂岩、珪岩、石灰岩、シヤールスタイン等からなつてゐるが、西部の釜沢附近では、粘板岩、砂岩がそれぞれ准片岩になつてゐる。

緑色岩には、日向休、鳥倉山に発達する塊状な岩石と、いわゆる緑色貫入岩とがある。前者は極めて厚く、一般に塊状であるが、部分的には片状構造がみられ、一部に火山岩と思われるものを含んでいる。後者は、梨原、安康附近に最も良く発達し、梨原附近で黒色片岩を貫き、日向休では塊状緑色岩を貫いている関係がみられる。これらは変輝緑岩、変斑礫岩、角閃石岩を主とし、関東山地¹⁾²⁾や天竜川流域³⁾⁴⁾⁵⁾で報告されているものと似た性質を持ち、小島⁶⁾のいう御荷鉾貫入岩とみなされる。塊状の緑色岩の性質は明らかでないが、御荷鉾貫入岩と関係のあるものかも知れない。この報文で問題とする超塩基性岩類は、西側の部分にのみ限られて分布している。それらの侵入時期は、この地域では明らかにすることができないが、御荷鉾貫入岩よりは後期のものである。

次に主な緑色岩の岩石学的性質を簡単に記す。

変輝緑岩、変斑礫岩は濃緑色塊状で、オフィチック組織を示し、単斜輝石とソーシユライト化した斜長石からなつてゐる。単斜輝石は、普通輝石 ($2V_{\gamma} = 53^{\circ}$, $c \wedge Z = 36^{\circ}$) または、チタン輝石質 ($2V_{\gamma} = 47^{\circ}$, $c \wedge Z = 39^{\circ}$) である。一部では、輝石は周縁又は劈開に沿ひエジリン輝石質となる。エジリン輝石は小粒をなす場合もみられる。輝石はまた淡緑色角閃石、藍閃石質角閃石を周りに生じてゐる。その他、緑色雲母、白チタン石を含む。

細粒変斑礫岩は、灰緑色で片麻岩状組織を示し、普通輝石 ($2V_{\gamma} = 53^{\circ}$, $c \wedge Z = 34^{\circ}$)、褐色角閃石 ($2V_{\gamma} = 92^{\circ}$, $c \wedge Z = 17^{\circ}$) およびソーシユライト化した斜長石からなる。

変質玄武岩は、緑色緻密で塊間組織を示し、斑晶は普通輝石 ($2V_{\gamma} = 53^{\circ}$, $c \wedge Z = 38^{\circ}$)、長柱状の曹長石、鈉礫石の仮像をなす緑泥石で、石基は単斜輝石 ($2V_{\gamma} = 53^{\circ}$, $c \wedge Z = 37^{\circ}$) 緑泥石、緑簾石、曹長石からなつてゐる。

III 橄欖岩および斑礫岩類について

a 産状および岩石学的性質 主なものは、大鹿村上青木、入沢井、上村程野の岩体で、下青木、ツガムラ沢、沢井、塩湯、安康等に蛇紋岩の小岩体が分布している。**上青木岩体**

1) 朱雀智介；地質雑、48, 62~74, 1941

2) 藤本治義、北村幸雄；地質雑、49, 453~462, 1942

3) 浅井；前出

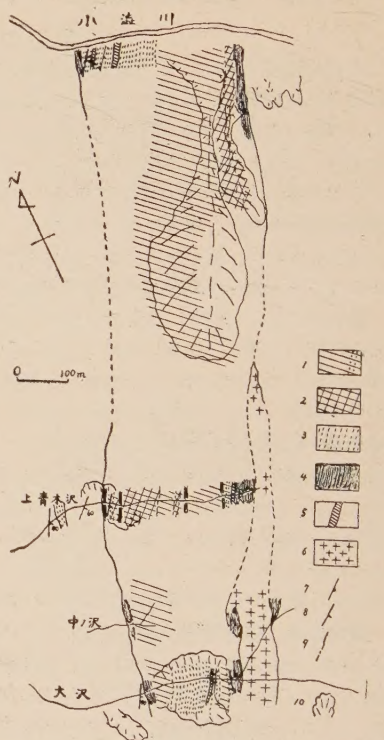
4) 中山；前出

5) 斎藤正次；5万分の1地質図幅三河大野同説明書、1954

6) 小島丈児；地質雑、56, 339~344, 1950

の産状、岩体内での各岩石の關係等は第2図に示した。入沢井岩体は、西縁では鱗片状の蛇紋岩が綠色岩と接しているが、東縁では關係が不明である。岩体の構成は上青木岩体と酷似している。程野岩体は、安康の南方5kmに位置し、中央構造線に近接している。黒色片岩と塊状綠色岩の境を貫き、異剝石橄欖岩と粗粒斑斕岩からなり、ペグマタイト質の部分が多い。各岩石の肉眼的性質と野外での相互の關係は、(a)主体のダン橄欖岩、縞状異剝石橄欖岩は、数mないし10数mの厚さで、層状をなし、後者には灰黄色緻密で流理のある細粒斑斕岩が層状に挟れている。ダン橄欖岩は黄色又は灰色の光沢をもち、数cmの単位に、白色の縞状斑点がみられる。縞状異剝石橄欖岩は緑黒色で、すべて白色の縞をもち、蛇紋岩化がダン橄欖岩より著しいので、両者の境が著しい。(b)塊状の異剝石橄欖岩は、緑黒色で粗粒斑斕岩中に捕獲されている。(c)輝岩は黄綠色碎状で、蛇紋岩化したダン橄欖岩中に、輝石角閃石岩は緑黒色で、粗粒斑斕岩中に含まれる。(d)粗粒斑斕岩は流理が明かでなく、不均質で破碎され、變質して淡綠色を示す。(e)斑斕岩ペグマタイトは、2~数cmの幅でダン橄欖岩を貫き、ロジン岩質となつている。(f)斜長岩は細粒斑斕岩を貫いている。曹長岩は粗粒斑斕岩を貫き一部はそれに移過する。(g)ニツケルおよび銅を含んだ初生的な磁鉄鈦団塊¹⁾(径30~40cm)と、鈦染状の含銅磁鉄鈦鈦を含み、二次的に珪孔雀石、藍銅鈦、自然銅を生じている(上青木岩体)。(h)上青木、入沢井には霰石の産出が著しい²⁾。次に各岩石毎に構成鉱物を示す。

第2図 上青木岩体



- 1 ダン橄欖岩 (同白斑部) 2 蛇紋岩化ダン橄欖岩 3 縞状異剝石橄欖岩 4 破碎化蛇紋岩 5 細粒斑斕岩 6 粗粒斑斕岩 7 流理 8 片理 9 境界線 10 崩壊

1 橄欖岩類 (第4図, I, II)

ダン橄欖岩…橄欖石 + [斜長石] + ((単斜輝石)) + (クローム鉄鈦) + ((褐色角閃石))
 縞状異剝石橄欖岩…[橄欖石] + 異剝石 + [斜長石] + (クローム鉄鈦) + ((褐色角閃石))
 異剝石橄欖岩…[橄欖石] + 異剝石 + [斜長石] + (角閃石) + ((磁鉄鈦))

1) 反射顕微鏡下では、磁鉄鈦中に白色の硫砒ニツケル鈦(pentlandite)と赤色の紅砒ニツケル鈦(niccolite)を少量含んでいる。鈦物決定は荳木助教授の御援助を頂いた。

2) 渡辺万次郎; 地質雑, 23, 111~129, 1916

2 斑岩類

細粒斑岩…異剝石 + [[斜長石]] + (褐色角閃石) + ((チタン鉄鈹))

粗粒斑岩…異剝石 + [[斜長石]] + (角閃石) + ((チタン鉄鈹))

[橄欖石]…アンチゴライト化, [斜長石]…柘榴石化, [[斜長石]]…ソーシユライト化,
() 少量, (()) 極少量

b 構成鉱物の性質

橄欖石 粒状で細かい劈開の発達したものが多く、一般に波動消光を示す。 $\gamma = 1.693 \sim 1.697$, $2V_{\alpha} = 84^{\circ} \sim 86^{\circ}$ ($F_0 82 \sim 85$)。

単斜輝石 半自形無色で、裂開発達する。ダン橄欖岩: $2V_{\gamma} = 51^{\circ} \sim 55^{\circ}$, $c \wedge Z = 39^{\circ} \sim 42^{\circ}$ 。縞状異剝石橄欖岩: $2V_{\gamma} = 52^{\circ}$, $c \wedge Z = 37^{\circ}$ 。異剝石橄欖岩: $2V_{\gamma} = 55^{\circ}$, $c \wedge Z = 40^{\circ}$ 。程野の異剝石橄欖岩および粗粒斑岩中のものは、(110) 又は (100) に平行に排列したチタン鉄鈹の針状自形結晶を含み、杉¹⁾の研究した綾部の斑岩中の異剝石の性質と類似している。 $2V_{\gamma} = 54^{\circ} \sim 56^{\circ}$, $c \wedge Z = 40^{\circ} \sim 43^{\circ}$ 。細粒斑岩: $2V_{\gamma} = 51^{\circ} \sim 56^{\circ}$, $c \wedge Z = 39^{\circ} \sim 43^{\circ}$ 。各岩石を通じて $2V$ の値には差がみられない。異剝石橄欖岩、粗粒斑岩および輝石角閃石岩中の輝石は、周りに無色、淡緑色または淡褐色の角閃石を歯状に生じている。

尖晶石 ダン橄欖岩はピコタイトおよびクローム鉄鈹、縞状異剝石橄欖岩はクローム鉄鈹を少量含むものもあるが、磁鉄鈹が大部分である。細粒斑岩は一部に磁鉄鈹を含むに過ぎない。

なお、縞状異剝石橄欖岩、異剝石橄欖岩、輝石角閃石岩の一部には、淡褐色小粒状の灰鉄柘榴石を伴っている。

c まとめ 上述の性質から、これらの岩石は2つのグループに別けられる。1つはダン橄欖岩、縞状異剝石橄欖岩、細粒斑岩で主体となし、他の1つは異剝石橄欖岩、粗粒斑岩である。前者は互に移過し、共に流理が認められる。後者は成分鉱物に共通性がみられる。この2つのグループの差異は後述の蛇紋岩化や交代作用にもあらわれている。なお、両者の進入関係は十分明かでないが、後者が先行したものと考えられる。

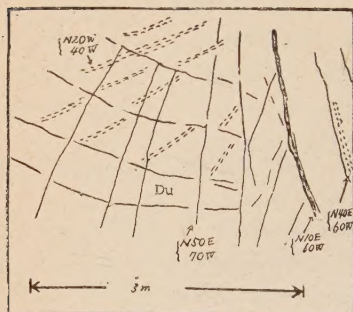
IV 蛇紋岩化作用と石灰交代用について

この地域の橄欖岩には、新鮮なものもあるが、大部分は多少の蛇紋岩化作用を受けている。しかし、破碎作用の程度は比較的少く、新鮮なものから蛇紋岩へ移過する関係がかなり追跡できる。また、蛇紋岩化作用に密接に関連して、斜長石の灰礬柘榴石化、ロジン岩質岩の生成が認められる。

a 破碎作用について 主な破碎作用は、節理面に沿ったブロック化と、蛇紋岩化の進んだものにみられる片状ないし鱗片状の破碎である。節理は、新鮮な橄欖岩に著しく、縞状構造に略平行なものと、それに交叉するものとの二方向に顕著である(第3図)。ダン橄欖岩では特に著しく、節理面に略平行に、細かな割れ目が無数に発達し、黒色の1mmないし、数mm幅のアンチゴライトの細脈にうめられている。そして、さらにその周りに浸潤した様な形で、アンチゴライト化が進んでいる。この節理面は滑動面となり、面の部分は黄緑色片状(葉片状アンチゴライト)となり、さらにブロック化が助長されている。

1) 杉健一; 九大理研報, 3, 1~5, 1951

第3図 橄欖岩中の縞目と節理



Du: ダン橄欖岩

縞状異剝石橄欖岩は完全に蛇紋岩化し、規則的な節理は著しくない。この岩石では、小さな単位に沿った破碎化が普遍的で、大きな単位では、層状ないし鱗片状に破碎されて、表面が濃緑色の光沢をもった蛇紋岩になっている。鱗片状の破碎は、概して岩体の周縁に著しいが、岩体の内部にも認められる。

b 岩質による蛇紋岩化の差違 ダン橄欖岩と縞状異剝石橄欖岩は密接な関係があるが、異剝石橄欖岩は、それらと一応独立し、蛇紋岩化の様子もかなり違っている。ダン橄欖岩は、鏡下では、まず粒間にアンチゴライトの細脈を生じ、それらが節理に伴ったアンチゴライトの

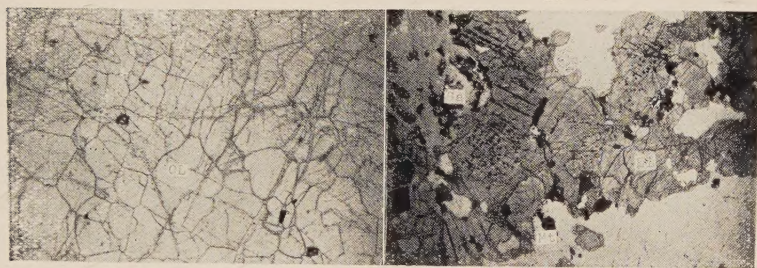
細脈によって切られている。蛇紋岩化が進むと、残晶を僅かに残して、大部分がアンチゴライトに交代される。比較的新鮮なダン橄欖岩の節理に伴った割れ目をうめる細脈の周りでは、ある幅だけ橄欖岩のアンチゴライト化が進んでいる。この様な変化と、全体が一緒にアンチゴライト化する変化との関係は、十分確めることができないが、細脈の周りの変化は副次的な変化と考えられる。白斑の縞を持つたものでは、斑点の部分が無定形の灰磐柘榴石と、それをとりまく緑泥石（無色、複屈折はアンチゴライトより小さい）の集合に変化し、一部は柘榴石の部分が透角閃石（無色、半自形へ他形、 $c\angle Z = 18^\circ \sim 22^\circ$, $2V_\alpha = 80^\circ \sim 85^\circ$, 複屈折小）の集合になっている。これらに隣接する橄欖石は、周りにせんい状の淡褐色を帯びた角閃石（透角閃石質？）を生じている場合が多い。橄欖石残晶のないものでも、アンチゴライト化した仮像の内部に、同様な角閃石の集合を生じている。この様な関係は、斑岩岩ペグマタイトに接する橄欖石にも認められる、この変化は、粒間から初まる橄欖石のアンチゴライト化が或る程度進んだ後に生じたものと考えられる。縞状異剝石橄欖岩は、新鮮なダン橄欖岩と層状をなすものでさえ完全に蛇紋岩化し、新鮮なものは全然認められない（第5図）。ただし輝石は完全に残存している。白斑の部分はダン橄欖岩の場合と同様であるが、柘榴石の集合は引延ばされているものが多く、透角閃石による交代も進んでいる。破碎の進んだ蛇紋岩には、せんい状の温石綿が発達している。異剝石橄欖岩には新鮮なものがなく、橄欖石は完全にアンチゴライトに交代され、さらに小片状の透角閃石を生じている。異剝石はへりに淡褐色角閃石、透角閃石を櫛歯状に生じているが、粗粒斑岩の場合もこれと同じ関係を示している。

c 蛇紋岩中の灰磐柘榴石について（第4図, III~VI）前述した様に、橄欖岩中には淡い緑色をおびた $0.5 \sim 1\text{mm}$ の白斑が縞目を作っている。鏡下では、無色微粒の等方性の結晶の集合で、部分的に光学異常を示し、屈折率は 1.730 前後で、灰磐柘榴石の性質を示している。同様の性質を示すものは、ダン橄欖岩を貫く数 mm の幅の白色の脈にも認められ、また、蛇紋岩化された橄欖岩中の $1 \sim 1.5\text{cm}$ の斑岩ペグマタイト脈（第6図）、および数 cm の優白質のパッチにも認められる（第7図）。ペグマタイトやパッチの場合は、内側を占める淡褐色のヴスヴェイアナイトを白色の灰磐柘榴石がとりかこみ、ヴスヴェイアナイトは細脈状に柘榴石中にしみこんでいる。

第 4 図

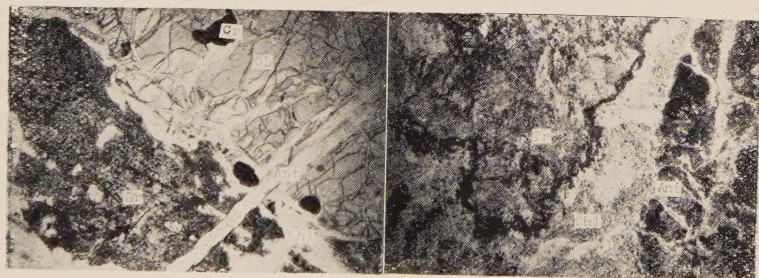
I

II



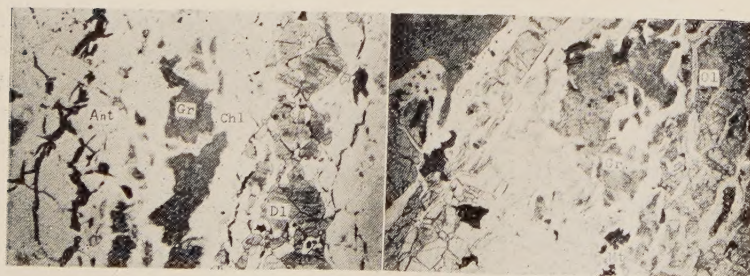
III

IV



V

VI



- I ダン橄欖岩 II 異剥石橄欖岩(蛇紋岩化) IIII ダン橄欖岩中の灰礬柘榴石
 IV 蛇紋岩中の透角閃石 V 蛇紋岩中の灰礬柘榴石 VI ダン橄欖岩中の灰礬柘榴石
 OL : 橄欖石, Dl : 異剥石, Cr : クローム鉄鉱, Mt : 磁鉄鉱
 Ant : アンチゴライト, Chl : 緑泥石, Gr : 灰礬柘榴石 Ga : 灰鉄柘榴石
 Tr : 透角閃石, オープンニコル ×28

第5図 橄欖岩中の白斑



Dn: ダン橄欖岩
Gr: 灰礬柎榴石

第6図 縞状異斜石橄欖岩を貫く斑礐岩ベグマタイト



S: 蛇紋岩化した異斜石橄欖岩
Ves: ヴェスヴィアナイト

第7図 灰礬柎榴石、ヴェスヴィアナイトのバッチ



Dl: 異斜石
Cr: クローム鉄鈹

この灰礬柎榴石の屈折率および比重は、第1表に示したが、それによると端成分(Grosularite)より低い値を示している。この原因が苦礬柎榴石と混晶をなすことによるかどうかを確かめるために、No. 4の資料について、単位格子胞の長さを測定した結果、11.88Åの値が得られた。

第1表 灰礬柎榴石の性質

	n	D	a(Å)
No. 1 ダン橄欖岩中の白斑	1.733		
No. 2 橄欖岩を貫く白色脈	1.724		
No. 3 斑礐岩ベグマタイト(1cm)	1.730		
No. 4 斑礐岩ベグマタイト質バッチ(10cm) 内側(白)	1.726	3.50	11.88
外側(褐) n_z	1.720	3.42	a_0 15.57
ヴェスヴィアナイト			c_0 11.84

X線 $\text{CuK}\alpha$ に対して、(640)の反射の 2θ は $55^\circ 40'$ 、(420)の反射の 2θ は $33^\circ 43'$ であるから、単位格子胞の稜の長さは $11.83(\pm 0.01)$ Å (真の Å) である。

この値は、端成分(Gr)の値より僅かに大きく、屈折率や比重はやゝ小さい。このことは、苦礬柎榴石分を含む場合と違つて、Hutton¹⁾²⁾らが記載している様に、hydrogrosular 成分を若干含むためではないかと考えられる。普通、灰礬柎榴石と記されているものに水を含むもののがかなり存在することを、Yoder³⁾も指摘している。なお、No. 4の資料の褐色部のヴェスヴィアナイトは、灰礬柎榴石と密接に伴い、肉眼的にも、鏡下でも区別が難しいが、X線によつて測定すると、第2表の様な値を示し、ヴェスヴィアナイ

* 測定はガイガー管 X線分光計による。

1) Hutton, C. O.; Trans. N. Z. Inst., **73**, 174~180, 1943

2) Pabst, A.; Am. Min., **27**, 783~792, 1942

3) Yoder, H. S.; Jour. Geol., **58**, 221~253, 1950

トであることが確められた。

d ロジン岩質岩について

橄欖岩および蛇紋岩中には、上に述べた灰礬柎榴石化した斑輝岩ペグマタイトの他に、種々の産状を示すヴェスヴィアナイトを含むロジン岩質岩が生じている。

(1) ダン橄欖岩中に捕獲岩状の産状を示す径3~4mmの灰緑色緻密の塊状の岩石で、外側には約

第2表 ヴェスヴィアナイトのX線廻折線

hkl	d(Å)	I
(004)	2.959	W
(440)	2.754	VS
(600)	2.597	S
(620)	2.460	M
	1.623	M

10cmの幅に、淡褐色のヴェスヴィアナイトの細脈が、樹枝状に発達した部分が認められる。鏡下では、単斜輝石、不規則な形をした灰礬柎榴石、緑泥石からなる基底を淡紅色を帯びたヴェスヴィアナイト脈が貫いている。ヴェスヴィアナイトの屈折率(N_z)は、1.712である。(2) 新鮮なダン橄欖岩中に紫色を帯びた幅1cmの赤褐色の脈が発達しているが、周りは2~3mmの幅で灰緑色となつている。鏡下では、中心部は淡紅色のヴェスヴィアナイトの集合と緑泥石からなり、外側にはヴェスヴィアナイトが少く、赤紫色の屈折率の高い柎榴石(満礬柎榴石か)の微粒と細柱状の角閃石の集合が散在している。ヴェスヴィアナイトの屈折率(N_z)は1.720である。同様の性質を示す径20~30cmの暗灰緑色塊状の岩石もみられるが、産状は明らかでない。(3) 蛇紋岩化した縞状異斜石橄欖岩中には、一部に層状に、ヴェスヴィアナイトの細脈を含む淡青緑色な岩石を産している。これは緑色の蛇紋岩と薄く互層し、一部には草緑色粒状の透輝石と、その間を填める淡褐色のヴェスヴィアナイトからなる塊状の岩石を含んでいる。ヴェスヴィアナイトの屈折率(N_z)は1.715である。

e 灰礬柎榴石の生成と蛇紋岩化作用 蛇紋岩中のこの様な灰礬柎榴石の産状は、岩石中に斜長石の存在していたことは確認できないが、産状などから、Turner¹⁾らが指摘している様に、斜長石の石灰交代作用によるものであらうと推定される。石灰の供給を透輝石の分解によると考える人もいるが、この岩石では輝石は常に安定に存在しているので、他からの供給を考える必要がある。この灰礬柎榴石に水を含むことが推定され、また、ヴェスヴィアナイトを伴うことなどから考えると、この変化は水を伴う反応によつて行われたもので、鉱物相互の関係からも、橄欖石のアンチゴライト化、すなわち蛇紋岩化作用と密接に伴つた石灰交代作用によるものと考えられる。なお、これらの灰礬柎榴石には、上に述べた様に周りが透角閃石の集合にとりかこまれているものがある。特に蛇紋岩化の進んだものでは、完全に透角閃石に交代され、さらにその周りを緑泥石がとりかこんでいる。この様な関係は、橄欖石のアンチゴライト化と斜長石の石灰交代作用の過程で、石灰や水の供給と共に、相互に成分の移動による反応が行われたことを示すものと思われる。ロジン岩質岩の成因もこれらの交代作用と関聯させて考えることができる。この地域のロジン

1) Turner, F. J. and Verhogen, J.: Igneous and metamorphic petrology. New York 488, 1951

ン岩は、鈴木醇¹⁾の総括した北海道のものや、標式地の Dun Mountain²⁾のものに類似しているが、ヴェスヴィアナイトが多いのが特徴である。なお、三波川帯では浅井³⁾が雨生山附近でロジン岩を報告している。鈴木はロジン岩の成因を塩基性優白質岩の石灰交代作用によると述べているが、この地域のものも同様の成因で、主に原岩の斜長石が交代されて灰磐柘榴石やヴェスヴィアナイトを生じたものと考えられる。ここでは交代された岩石の性質は明らかでないが、残晶やもとの組織から判断すると、恐らく細粒斑柘岩又は斑柘岩ベグマタイトであろうと考えられる。

f まとめ 蛇紋岩化作用を破碎化以前と以後の二つの段階に別けて取扱うことは、既に斎藤⁴⁾、関⁵⁾、木崎⁶⁾らによつて強調され、構造運動との関連がとりあげられている。この地域の橄欖岩(主体)の蛇紋岩化作用は、橄欖石の粒間から始まるアンチゴライト化、斜長石の灰磐柘榴石化、ロジン岩化などの一連の変化にみられる様に、後火成作用的な性質の交代作用が主な原因と考えられ、破碎化作用よりも、温度条件や残留溶液の作用が大きな要素となつている。この様な変化に引続いて、あるいは同時に、節理およびそれに平行な細かい割目に沿つたアンチゴライト脈の生成と、脈から周囲へ浸潤した様な形でのアンチゴライト化が行われている。以上の変化が、岩体に一様におよんでいるのに対し、岩体の周縁に著しい角礫状ないし鱗片状の破碎化と、それに伴う葉片状のアンチゴライトの生成は、局部的で、前の作用とは不連続で、性質の上でも違つた作用ではないかと考えられる。すなわち、破碎化作用(固結後の岩体の移動に伴う)が主な原因でないかと考えられる。異剝石橄欖岩の場合は、主体とちがいが、破碎化も著しく、上述の二つの段階を区別することが難かしい。

龜岡市行者山花崗岩中の微粒放射能鉱物

The minute radioactive minerals of the Gyoja-yama granite, Kyoto Prefecture*

早 瀬 一 一 (Ichikazu Hayase)**

堤 得 道 (Tokudô Tsutsumi)**

Abstract: Radioactive minute mineals of the Gyoja-yama granite were studied with nuclear emulsion. Zircon, monazite, xenotime and thorite were found as the origin of alpha radiations. The former two minerals were very abundant in this granite mass, especially in the contact zone. Generally, the minor minerals are more radioactive than the larger

1) Suzuki, J. ; Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., **8**, 419~430, 1954

2) Marshall, P. ; N.Z. Geol. Surv. Bull., **12**, 31~35, 1911

3) 浅井宏 ; 地図研札幌支部報, **5**, 1949

4) 斎藤昌之 ; 北地要, **14**, 8~13, 1950

5) 関陽太郎 ; 地質雑, **58**, 505~516, 1952

6) 木崎甲子郎 ; 北地要, **25**, 11~22, 1954

* 1956年 日本地質学会年会, 講演

** 京都大学理学部地質鉱物学教室

ones.

The zonal radioactive heterogeneity is obvious from the alpha track distribution and from the optical property of one minute zircon crystal. This fact, we consider, may suggest the tendency of the radioactive material depositing in granite.

1 緒 言

京都府亀岡市の北西部に古生層を貫いて露われる花崗岩塊は、南端に大谷鉾山を控え、古くから多くの人によつて研究されている。殊に花崗岩中の黒雲母に多色性ハロの著しい微粒放射性鉍物が存在することは、早くから明らかにされている¹⁾。従来岩体の放射能の測定は種々の方法²⁾でなされているが、何れも岩体或は岩片中のラジウム又は放射能であつて、その根源である鉍物が何であるかについては明らかでなく、これはよくオートラジオグラフのみが解決するところである³⁾。筆者等は、この花崗岩中の微粒放射能鉍物及び岩体中に於けるそれらの分布を明らかにし得たので、その概略を報告する。勿論これらの研究結果は、他の花崗岩のそれと比較対照して、今後更に検討し発展させたい。本研究に御指導御鞭撻賜つた春本教授に深く謝意を表する。なお調査には 文部省科学研究費を使つた。こゝに御礼申述べらる。

2 地 質 概 略

この花崗岩体は北方及び西方に於て古生層に接し、東南方は新生界によつて覆われる。肉眼では、普通の黒雲母花崗岩で、行者山を中心として、北部及び東部斜面に好露頭があるが風化しているところが多い。一見頗る均質であつて、山頂及び大谷鉾山附近に石英脈を見る以外岩脈はなく、特にpegmatite脈は殆ど認められない。古生層との接触点は、明瞭なものが数ヶ所あり、岩体周縁部では少々石英粒が大きく、斑状であり、又捕獲岩があつて、直径数厘の黒雲母塊を認めることが出来る。

花崗岩を鏡下に見ると、石英、曹長石、正長石、黒雲母が主なもので、斜長石には、全岩体に亘り累帯構造が著しい。黒雲母が一部緑泥石化するものがある以外は、各成分鉍物は新鮮である。黒雲母中の多色性ハロの中心となる鉍物は、無色透明乃至黄褐色半透明のもので、高い干渉色を示し、又石英、長石中にも屈折率の大きい微粒鉍物を屢々発見することが出来る。古生層は粘板岩が主なもので、北方境界附近では略々東西の走向を示し、北に急角度で傾斜するが、これは多分花崗岩の侵入によるもので、松下教授の保津川背斜⁴⁾の延長上に来るであろう。同様の構造は、北白川花崗岩、田ノ上山花崗岩にも見られるところである。古生層が花崗岩と接するところでは、ホルンフェルス化して、更に石英細脈が入り特に北方接触部では幅約 50cm の花崗岩質岩脈によつて貫かれるところが見られるが、全体的にはあまり著しい影響は受けていない。西方の境界は山の嶺線に亘り樹木のため露頭は殆どみられず、山頂の転石により大体を推定されるにすぎない。ホルンフェルスを鏡下で見ると、石英脈が多く、黒雲母の微細な結晶が密集するのが認められる。

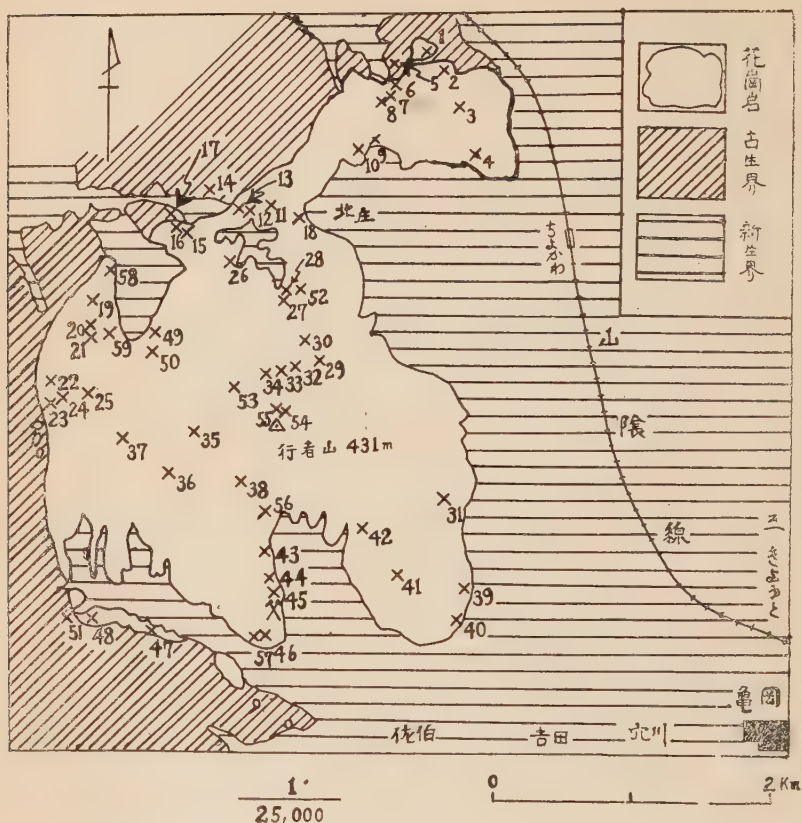
1) 本間不二男；小川琢治選歴記念論文集，393，1930

2) Hatsuda, Z.; Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ., Ser. B, 12, 1~18, 1936

3) Hée, M. A., Derville, R. P. & Jarovoy, M.; Amer. Jour. Sci., 252, 736~744, 1954

4) 松下進；近畿地方，14，1954

第 1 図



3 岩石薄片のオートラジオグラフ

花崗岩各部を代表すると思われる試料について、薄片を作り粒子線乾板によって放射能鉱物を調べた。露出は普通程度の放射能を有する花崗岩と同様 28日間とし、現像した乾板は鏡下でメカニカルステージを用いて、隅なく検鏡し、 α トラックの密集部分の分布を調べた。これらは概ね、それぞれの放射能中心、即ち鉱物の位置を示すものであり、一枚の薄片中の数を第1表に示す(第1図参照)。一枚の岩石薄片という限られた試料中の放射能であるので、同一試料の薄片についても多少の差異が認められることはあるが、放射能強度の一般的な趨勢を知るには十分である。検鏡は乾板と岩石薄片とを重ねあわせて、トラックの位置とそれに対応する鉱物をみる。放射性微粒鉱物は、無色透明なものが多く次いで黄褐色で濃淡種々様々の、透明乃至半透明鉱物がみられ、稀に黒色不透明のものもある。これらは黒雲母の中に、しかもその周縁部に多く存在し、更に石英、長石中にもかな

り見ることが出来る。光学性より大部分はジルコン、モナズ石、トーライトに相当するものであることが知られる。倍率をあげて鉍物の面積を測り、次に乾板について各鉍物の α トラックの数及びその長さの分布を調べた。トラックが密集して、数を読むのに適せぬものは、別に7日間の露出のものを用いた。各地点（第1図番号）の試料について、鉍物の T_{α} ¹⁾ の分布を第1表に示す。表に於て、おゝよそその放射能強度 T_{α} に相当する鉍物は次の如くである。

T_{α} 0~0.5 Zircon, allanite, sphene; T_{α} 0.6~2.0 Zircon;

T_{α} 2.1~5.0 Monazite; T_{α} 5.1~10.0 Fergusonite; T_{α} 10.1~ Thorite

鉍物の面積と放射能との関係をみると、微粒鉍物の範囲では小粒のものが T_{α} の大きな値

第 1 表

A	B	C	D	E	F	G	A	B	C	D	E	F	G
1	6						34	2		1	1		
2	7						35	4					1
4	3						36	10			4		
* 5	9						37	2			1		
6	59		11	15	7	2	39	9		3	3	1	
7	24		10	11	1	1	40	3			2		
** 8	13		6	12			41	4	1	1			
** 9	21	2	4	17	2	1	42	11		1	3		
10	10		5	5	5		43	1					
11	6	1	2	2	1		44	5	2	1	1	1	
12	16	2	5	5			45a		1	1	2		
13	30		7	13	1	1	45b				2	1	
*14	1						46	5					
16	9		2	4	2		47	8		1	3		
*17	7			1			48	17		4	3		1
18	8		1	5			50	5		1		1	
19	2			1			51a			2	3	3	
20	6						51b						1
21	4			1			52	3					
23	6			2			53	6					
25	2				1		54	1					
27	3						55	0					
29	1			1			56	2					
31	10			5	1		57	1					
32	6		1			1	58	7					
33	4						59	6					

(1) * はホルンフェルス (2) ** T_{α} を測定した個数が、分布数より多いのは、鉍物が一個所に密集するためである。(3) a, b とあるのは、同一地点の試料で a が b より周縁部であることを示す。(4) 鉍物の形が不鮮明なものは T_{α} の測定が出来ないが、このようなものの中に著しく強いと云うものはなかった。

A; 試料番号, B; 放射能鉍物分布数, C; T_{α} 0.1~0.5, D; T_{α} 0.6~2.0, E; T_{α} 2.1~5.0, F; T_{α} 5.1~10.0, G; T_{α} 10.1~

1) 鉍物研磨面より毎秒 1cm^2 当りに出る α 粒子数

を示す傾向が見られる(第2表)。ハロの幅は $35\mu \sim 40\mu$ のものが多く、トラックの長さ 30μ 以上のものが相当あるので、 $\text{ThC}^{(1)}$ によるものと思われ、 Th に富み U の比較的低い鉱物が多いことを物語るものである。

ホルンフェルスについて見ると、黒雲母の密集する隙間に放射能中心が集るが、一般に花崗岩に比べ、鉱物が著しく小さく丸みを帯びたものが数個集中するのが特徴で、このようなものでは、薄片中の位置、及び面積を測ることがむずかしく、従て放射能の強度を測定することが困難である。ただ周囲の黒雲母にハロを生ぜしめている無色透明ジルコン様鉱物についてわずかに一個 $\text{T}\alpha$ を測定し得たにすぎない。以上の結果をみると、花崗岩中の微粒放射能鉱物は岩体周縁に多く、且強度の稍々大きいものが分布する傾向があり、ホルンフェルスでは急激に低下する。これは従来の接触帯の放射能測定の結果とも一致するものである。南方大谷鉱山附近に稍々強いものがあるのは鉱床の鉱化作用に関係があるものと思われ、西方境界ではつきりした傾向が出ないのは、露頭がよくない為である。

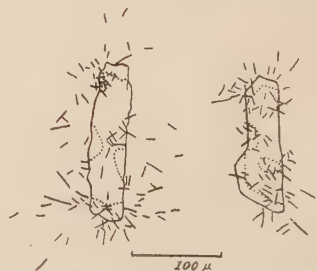
4 放射能 鉱 物

薄片中の微粒放射能鉱物は、顕微鏡下のみでは、多くの場合その何であるかを決定することが困難である。稍大型のものでも、測定し得るのは光学性のみである。これらの鉱物を決定するために、花崗岩を 65 メツシユにてパンニングを行い、重液により分離し、双眼顕微鏡を用いて調べた。特にこの場合花崗岩の風化した砂からは美晶が得られる。結晶系、屈折率、 NaF 球による螢光反応、溶融の難易、ミクロケミカルテスト²⁾、硬度比較によつて大部分ジルコン及びモナズ石であることが判つた。その他ゼノタイムがわずかにみられる場合があり、二次鉱物についても尚問題を含むので今後更に検討を加えたい³⁾。重鉱物中のジルコン、モナズ石について、その量を三段階に区分し第3表に示し、且判明した光学性の一部を附記した(第1図参照)。

5 放射能分布の不均一性 —— とくにジルコンに就て

薄片中の柱状ジルコンの α トラックの分布を観察すると著しく不均一であるのが認められる場合がある。このような鉱物は十字ニコルの下で、ジルコン特有の高い干渉を示す部分と、低くて灰色、場合によつて等方性に近い部分があつて、後者が結晶中に点在し、又は、果帯状に周囲をとりまく場合がある。そして α トラックの分布は干渉色の低い部分に密であるのが知られた(第2図)。なほ多色性ハロも、この部分が強いことを示している。これは一粒の結晶中に放射能物質が果帯状に濃淡のあることを示し、特に外側に強放射能の部分のあることは、花崗岩中のジルコンが成長の後期のものほど放射性物質

第2図



破線で囲まれた部分は干渉の著しく低い所を示している。

1) これについては微粒鉱物中の Th/U 比を出したいと考えている。

2) 須藤俊男; 岩礦, 29, 1943

3) 岩石薄片, 粉末を通じてこの地方には、褐簾石が認められないのは田ノ上山, 大文字山に比べ特異なことである。

第2表 鉍物の大きさと放射能

Tα 面積(μ ²)	1 ~ 1	2 ~ 2	3 ~ 3	4 ~ 4	5 ~ 5	6 ~ 6	7 ~ 7	8 ~ 8	9 ~ 9	10 ~ 10	11 ~ 11	12 ~ 12	13 ~ 13	14 ~ 14	15 ~ 15	16 ~ 16
200~ 300			2					1	1		1				1	
~ 500	1		4	3	9	2	2	1							1	
~ 700		4	1	7	3	3		1								
~ 900	1		2	10	7	2	2		1	1						
~ 1100	1	3	3	6		1	2		1							
~ 1300		4	2	2	6	1										
~ 1500	3	2	4	3	2	2										1*
~ 1700	1	6	2	3	3		1									
~ 1900	4	2	6	1												
~ 2100	1	4		1	2	1										
~ 2300			2	1	1	1										
~ 2500	1	2	3													
~ 2700	1			1												
~ 2900	1	2	1													
~ 3100	1	1	2	2												
~ 3300	1	2	1	1												
~ 3500		2	1	3												
~ 3700	2	1	3													
~ 3900																
~ 4100	2	1		1												
~ 4300	1	1	4													
~ 4500			1													
~ 4700																
~ 4900	1															
~ 5100				1												
~ 5300	2															
~ 5500	1	1			1											
~ 5700		1														
~ 5900	1															
~ 6100	1	1														
~ 6300																
~ 6500																
~ 6700	1	1				1**										

鉍物面積 200μ² 以下 670μ² 以上のものは省いた。このようなものは少い。

* No. 32 中の黒色不透明の二次鉍物。

** 大谷鉍山附近モナズ石 (第3表 参照)。

の沈澱を増して来ることを物語るものであろう。

ペグマタイト中のジルコンについてのこの様な事実は既に von Buttlar, Houtermans¹⁾ 更に Larsen²⁾ 等により研究されており、花崗岩中のジルコンの不均一性につい

1) Buttlar, H. V., Houtermans, F. G.; Geochim. Cosmochim. Acta, **2**, 43~61, 1951

2) Larsen, S. J., Waring C. L., & Berman, J.; Am. Min., **38**, 1118~1125, 1953

第 3 表

試料番号	ジルコン	モナズ石	その他の主な重鉱物
3	++ 無色透明 長柱状	+	scheelite cassiterite hornblende anatase
15	+++ No=1.934 褐, 淡褐色, 透明	+++ {Np=1.795 Ng=1.841 濃褐, 黄褐色}	
22	++ 無色, 褐色	+	garnet N=1.880
24	+	++ (美晶)	anatase
26	+++ 稍細粒 無色のもの(多) 淡褐のもの(少)	+	淡褐透明
28	++	+++ (大型美晶) 赤色斑点を有す	xenotime(少)
30	+++ 無色透明	+	黄褐半透明
38	+	+	garnet
45	(無色(小結晶) 、淡桃(短太) 褐色 No=1.934~1.935 Ne=2.003	++ (大型美晶) {帯緑黄褐透明 Ng=1.846 Np=1.795 淡褐 Ng=1.841~42 Np=1.791~93}	scheelite cassiterite (Np=2.005) pyrite anatase (muscovite) (biotite)
49	+	+	

(1) +は重鉱物中を占める量の多少を示す。(2) 屈折率の測定は黄燐, 硫黄の溶液を用いた(Hutton)。(3) NaF 球蛍光反応はジルコンよりモナズ石の方が強い。熔融する場合モナズ石は燐酸塩であるため, ジルコンに比し著しく熔け易い。

(4) Scheelite, cassiterite はマイクロケミカルテストで決定した。(5) ジルコンはすべて完全な結晶を示し, 次の三種類が区別された (Dana; A System of Mineralogy, 6th edit., 1868 による)。

a) 111, 100 よりなるもの (最多)

b) 111, 311, 100 よりなるもの

c) 101, 111, 311, 100, 110 よりなるもの

(6) モナズ石の結晶は長さ 500 μ 以下で特徴ある封筒状結晶をなし, 101, 110, 100, 101, 021 よりなるもの一種である。

ては既に筆者の一人¹⁾が述べたところである。

黒雲母中の多色性ハロで柱状ジルコンの両端にのみハロの発達をみることがあるが、かかる例は、非放射性ジルコンの外側部で、放射性物質に富んだ部分が特に両端にのみ生長した場合である。

6 要 約

1. 行者山花崗岩中の放射能鉱物はモナズ石及びジルコンが主なものである。
2. 放射能鉱物は花崗岩塊の周縁に多く、且強いものがある。
3. ホルンフェルス中にも弱いものがある。
4. 大谷鉱山附近のものは鉱化作用と関係があるらしい。
5. 微粒鉱物では鉱物の小さいものが放射能が強いことが多い。
6. ジルコンに於て著しい放射能の不均一が認められる場合がある。

秋田県太良鉱山産鉱石の離溶共生について*

Unmixing textures of the ores from the Daira mine,
Akita Prefecture.

荻 木 浅 彦 (Asahiko Sugaki)**

田 代 忠 一 (Chuichi Tashiro)**

Abstract: Under the microscope, some unmixing intergrowths are found in chalcopyrite and sphalerite from the Daira mine, Akita Prefecture, which is working on the zinc and lead veins filling up the fissures in the Tertiary tuff and mudstone. They show the textures as follows;

- 1) Lamellar and drop-like crystals of pyrrhotite in chalcopyrite.
- 2) Skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite.
- 3) Emulsoidal crystals of chalcopyrite in sphalerite.
- 4) Lamellar and fine drop-like cubanite in emulsoidal chalcopyrite in sphalerite.
- 5) Emulsoidal chalcopyrite in skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite.

From the assemblages of minerals and the results of the thermal experiments, these intergrowths are believed to have been formed by unmixing of solid solutions produced at high temperatures. Therefore, a part of the ore veins of the Daira mine may be said to have been formed at high temperatures.

ま え が き

秋田県太良鉱山産鉱石を反射顕微鏡下に検すれば、1) 黄銅鉱中の葉片状乃至滴状磁硫

1) I. Hayase; Mineral. Jour., 1, 147~159, 1954

* 1956年 2月 17日鉱山地質学会にて講演

** 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

鉄鉱、2) 黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶、3) 閃亜鉛鉱中における懸滴状黄銅鉱内のキューバ鉄葉片等固溶体の離溶産物と思われる共生体が見出される。これらの離溶共生は普通接触交代鉱床や深乃至中熱水鉱床等比較的高温の生成と考えられる鉱床より産し、またこれらの共生に関する加熱実験の結果もこの事柄を実証している。若し今この事実を認めるならば、太良鉱床の生成温度は、従来考えられている様な低温ではなく、少なくともその一部は浅成高温の状態を考えなければならない。その認識は東北地方第三紀熱水鉱床の生成条件を推定する上に重要であると思われるので以下この様な見地から太良鉱山産鉄石の離溶共生について報告する。

鉄石の産状

太良鉱床¹⁾は第三紀中新世の緑色凝灰岩、一部硬質黒色頁岩を母岩とせる浅成縞状鉄脈で、閃亜鉛鉱、方鉛鉱を主とし、これに黄銅鉱、黄鉄鉱を伴うほか脈石鉱物として石英、方解石、菱マンガン鉱及び僅量の緑泥石等を産する。母岩は普通鉄脈の附近で珪化を蒙っているほか一部14号鍾下部では細脈状の絹雲母様粘土の発達が見られる。

鉄石鉱物のうち閃亜鉛鉱は鉄脈の縞状構造中外側に普通産し、時に方鉛鉱或は黄銅鉱と組合つて塊状を呈するが、屢々1~2cm大のo, a及びd等の面の発達する美晶として産する。反射顕微鏡下で閃亜鉛鉱は塊状の黄銅鉱及び方鉛鉱と滑かな曲線で接しあうが、一部は黄銅鉱の細脈にて貫ぬかれる一方黄銅鉱中に交代された島状として産する。また、他の一部のものは石英にともなつて逆に黄銅鉱を切っている。

方鉛鉱は前者と共に産出鉱物中主要なもので、鉄床の上部において特に発達が良く、屢々1~3cm大のa及びc面の発達せる結晶集合体として産する。これは時に閃亜鉛鉱及び黄銅鉱を伴ない、鉄脈中閃亜鉛鉄縞の内側にみられ、鏡下では上記両鉱物と相接して産するほかこの両鉱物及び黄鉄鉱等の接合部の境界に沿つて小塊状、滴状或は細脈として存する。この方鉛鉱は含銀方鉛鉱で鉛精鉱中銀品位1000g/t内外に達することも稀でなく、高倍率の顕微鏡下でHNO₃(1:1)に犯されない灰白色微粒状の鉱物が認められる場合がある。含銀鉄物の疑があるが、詳細は不明。

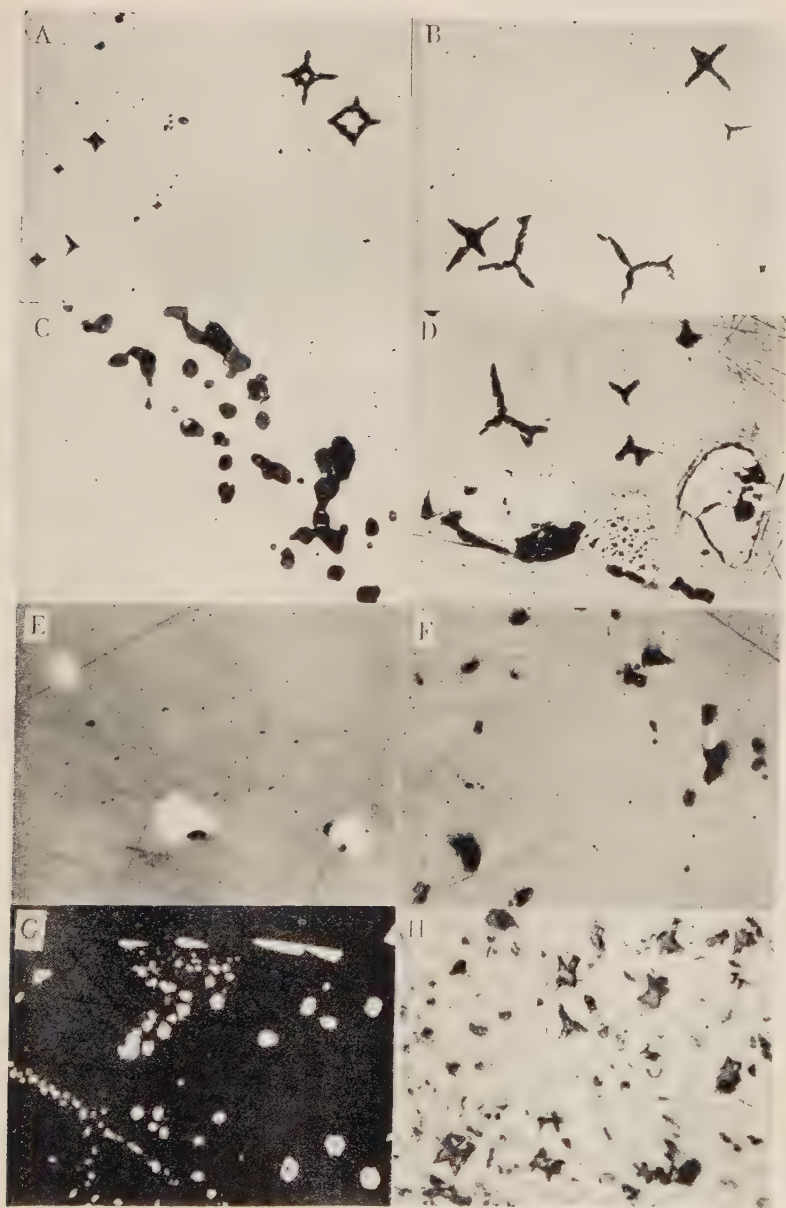
黄銅鉱は少量産する。屢々閃亜鉛鉱と共存し普遍的に存するが、14号鍾では中部において発達よく下部で減少する傾向がある。顕微鏡下で小塊状、滴状或は葉片状の磁硫鉄鉱を含み、KCN・H₂O₂による腐蝕像は葉片状または聚片双晶状等稍々複雑な模様を呈する。

1) 伊藤昌介、福本博美；地質雑、55, 141~142, 1949。伊藤昌介；地調月報、1, 194~199, 1950。地調報告、No. 143, 11~16, 1951。林高朗；東北大岩礦卒論 1953, 鉄山地質、4, 42, 1954。

第1図の説明

A, B; 黄銅鉱(淡色)中の閃亜鉛鉱骸晶(暗黒色)×380, C; 黄銅鉱(淡色)中の滴状閃亜鉛鉱(暗色)×380, D; 黄銅鉱(淡灰色)中の島状磁硫鉄鉱(淡色)及び骸晶状閃亜鉛鉱(暗黒色)×380, E; 黄銅鉱(灰色)中の滴状磁硫鉄鉱(淡色)×330, F; 黄銅鉱(灰色)中の葉片状磁硫鉄鉱(淡色)×330, G; 閃亜鉛鉱(暗色)中の懸滴状黄銅鉱(淡色)×380, H; 黄鉄鉱(灰色)中の閃亜鉛鉱骸晶(暗灰色)×330。

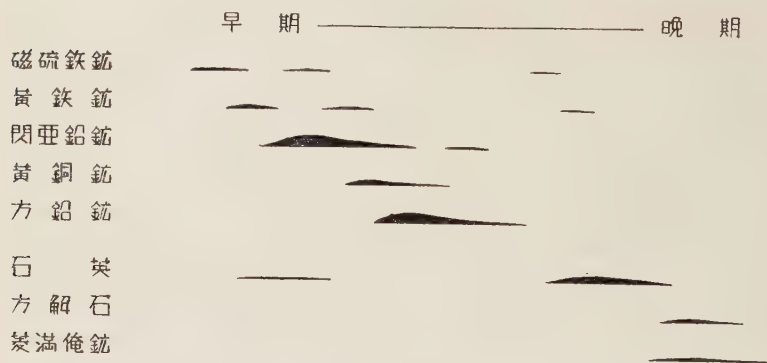
第 1 圖



黄鐵鉱 また少量であるが、屢々黄銅鉱及び閃亜鉛鉱に伴うほか母岩或は粘土脈中に正6面体式の結晶として鉱染する。

石英、方解石、菱マンガン鉱等の脈石礦物は縞状鉄脈の中央内部に産して屢々晶洞構造をなす。そのうち石英は長さ5~10cmに達する三角柱状を呈し、時に肉眼的な液体包裹物を有する。石英の一部を除きこれら脈石礦物は、その産状より大部分金属鉱物品出期より晩期の生成物で金属鉱物を明かに細脈状に貫ぬくものも稀でない。今主要産出鉱物の品出順序を示せば第2図の様である。

第2図 産出鉱物の品出順序



離 溶 共 生

上記の閃亜鉛鉱、黄銅鉱及び黄鉄鉱等を反射顕微鏡下に検すれば以下述べる様な高温性と考えられる離溶共生がみとめられる¹⁾。

黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶 顕微鏡下で殆んど常に黄銅鉱中には閃亜鉛鉱の骸晶がみられる。この骸晶は第1図の如く、樹枝状のものから黄銅鉱の結晶学的方向に支配された星状骸晶まで種々のものがあり、その大きさも1~6 μ 大のものから15~20 μ 稀に50 μ に達する大形のものまで一定しないが、大形ものは概して不規則形或は不完全星状を呈する。星状骸晶は普通1~6 μ 大で、十字形を呈するもの、四辺形の輪廓を有し、屢々その尖端より4方に射出するもの、或は単に1点より3方向3又状に射出するもの等であるが、その多くは4回或は3回対称を示し、且つ黄銅鉱の同一面内では同一形状を呈する。これらの点より上記の星状骸晶は恐らく黄銅鉱の(100), (001) 或は(111)等の方向に沿つて閃亜鉛鉱が固溶体より析出した結果生じたものと推察される²⁾。なおこのほか閃亜鉛鉱骸晶は屢々黄銅鉱粒の境界に沿つて現出する場合がある。黄銅鉱中におけるこれら骸晶の分布は均一でなく場所により稍々著しく異なる。

上記の黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶を電気炉中で加熱すれば、既報³⁾の如く、400°C, 24

1) 検鏡及び加熱実験に供した試料は主として14号鍾(上3坑より-90m坑まで)、一部15号鍾、200尺鍾及び300尺鍾産のものである。

2) Gruner, J. W.; Am. Min., 14, 470~481, 1927

3) 萱木茂彦, 田代忠一, 林高朗; 岩礦, 40, 12~21, 1956

hrs. 加熱では殆んど骸晶の変化はみられないが、 425°C , 24hrs. 加熱附近より骸晶は僅かながら黄銅鉱中に吸収し始められ、 450°C , 24hrs. 加熱ではかなりの量拡散して骸晶の減少が目立ち、更に 480°C , 24hrs. では大半消失して僅か残存する程度となり、 500°C , 48hrs. 加熱で骸晶は完全に吸収されて見えなくなってしまう。

黄銅鉱中の小滴及び虫状閃亜鉛鉱 屢々黄銅鉱中に第1図 E の様な閃亜鉛鉱の小滴や虫状のものがみられる。小滴状のものは大きさ $3\sim 6\mu$ で、その分布は不均一で部分的に

第3図

晶洞中の六角板状黄鉄鉱 (暗色) $\times 8$

限られて散在し、一方虫状のものは長さ $150\sim 200\mu$, 巾 $10\sim 20\mu$ でやゝ不規則な形をなし、主に黄銅鉱結晶粒の境界に沿つてみられ、発達著しき場合には準細胞状組織を呈する。この小滴及び虫状閃亜鉛鉱も上記閃亜鉛鉱骸晶と同様固溶体の離溶産物とみなされ、概してこれらはその骸晶のみられない部分に現出する傾向がある。これまた 500°C , 48hrs. 加熱で完全に消失する。

黄銅鉱中の磁硫鉄鉱 黄銅鉱中殆んど常に磁硫鉄鉱¹⁾を存する。これは葉片乃至蠕虫状、紐状、小滴状或は小塊乃至島

状等を呈し、そのうち葉片乃至蠕虫状のものは長さ 50μ , 巾 $2\sim 8\mu$ で主として1方向に平行状に配列するが、時には略々直交する2方向に配列し、準格子状組織を呈する。小滴状のものは大きさ $5\sim 20\mu$ の単結晶で黄銅鉱全体に亘つて散在するが、屢々この数粒が黄銅鉱の結晶粒界に群がつて産している。これら葉片乃至蠕虫状或は小滴等の磁硫鉄鉱(第1図 E, F)はその産状より黄銅鉱-磁硫鉄鉱固溶体の離溶産物と考えられる。また紐状のものは長さ $0.3\sim 1.0\text{mm}$, 幅約 5μ で黄銅鉱の結晶界に沿つて産し、これまた上記同様固溶体の離溶産物と推定される。これら離溶性磁硫鉄鉱は 550°C , 48hrs. 加熱で黄銅鉱中に消失する。一方小塊状のもの(第1図 I)は大きさ $100\sim 150\mu$ の稍々不規則な島状で、直交ニコル下で明瞭に粒状構造を現わし、稀にその内部に $2\sim 3\mu$ 大の閃亜鉛鉱骸晶または小滴を有する(第4図)。この骸晶の成因は明でないが、上記した黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶によく類似している。小塊状磁硫鉄鉱は成因的に液状磁硫鉄鉱とは異なり、恐らく初生的産物と考えられる。

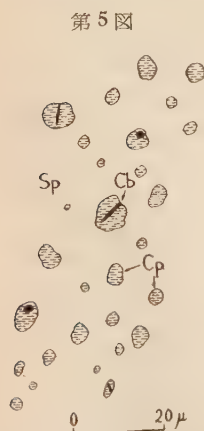
閃亜鉛鉱中の懸滴状黄銅鉱 黄銅鉱、方鉛鉱等と密接に組合つて産する閃亜鉛鉱を反射顕微鏡下で観察すれば、屢々その内部に $3\sim 5\mu$ 以下の細滴状黄銅鉱が多数懸滴状をなして存

1) 反射顕微鏡下で淡褐色を帯びたクリーム色を呈し、直交ニコル下で黄灰褐色より褐青灰色をへて青灰色に変化する顕著な異方性を有し、硬度は周囲の黄銅鉱より稍々硬く、 $\text{KCN}(20\%)$, $\text{FeCl}_3(20\%)$, $\text{HgCl}_2(\text{sat.})$ では犯されないが、 $\text{KOH}(\text{sat.})$ では褐変して青色を呈し、 $\text{HNO}_3(1:1)$ で僅かに淡褐色に変化され、また $\text{HCl}(1:1)$ でも時に極く僅かに犯されるが、この反応は明でない。之等の性質は従来記載された磁硫鉄鉱の性質と極めてよく一致する。

する。しかしその分布¹⁾は不均一で、閃亜鉛鉱の全面に亘って懸滴組織をなす場合は少く、普通閃亜鉛鉱中部分的に限られ、特に閃亜鉛鉱結晶粒の中央部或はその附近に存する場合が多い。かゝる共生組織を有する閃亜鉛鉱を薄片とし透過光線にて観すれば、懸滴状黄銅鉱を含有する部分の閃亜鉛鉱は暗褐色を呈するが、黄銅鉱細滴を含まない部分のそれは淡黄褐色を示し、固溶濃度の相違を物語っている。一般に閃亜鉛鉱粒の中央部は暗褐色を呈し、その周縁部が淡黄褐色になる傾向があり、黄銅鉱細滴は屢々前者中その劈開或は結晶粒の境界に沿って配列し、その発達が顕著な場合準空胞状或は準格子状の組織を呈する。この閃亜鉛鉱中の懸滴状黄銅鉱も固溶体の離溶産物と認められる。

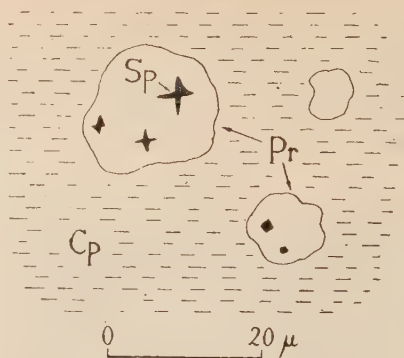
黄銅鉱懸滴中のキューバ鉱様鉱物

第5図の如く、上記の閃亜鉛鉱中の黄銅鉱細滴を高倍率で観察すればその内部に屢々淡紅色を呈す $0.5\sim 1.0\mu$ 程度の細粒或は葉片が認められる。この鉱物は極めて微粒のため決定し難いが、反射顕微鏡下の性質ではキューバ鉱に最も良く一致して居り、その産状も河山鉱山産閃亜鉛鉱中の黄銅鉱-キューバ鉱共生²⁾によく類似している。この共生体の鉱脈中の分布は比較的広く、14号鍾、200尺鍾、300尺鍾産鉱石等に見られ、特に14号鍾では試料を採集した上3坑道より、-90m坑迄上下約140m間の鉱石すべてに見出された。この共生体も黄銅鉱-キューバ鉱固溶体の離溶によるものと推定され、閃亜鉛鉱-黄銅鉱固溶体の2段離溶の現象を考えなければならない。



閃亜鉛鉱(Sp)中の黄銅鉱懸滴(Cp)と懸滴中のキューバ鉱葉片及び細粒(黒色部)

第4図



磁硫鉄鉱(Pr)中の骸晶状閃亜鉛鉱(Sp). Cp, 黄銅鉱.

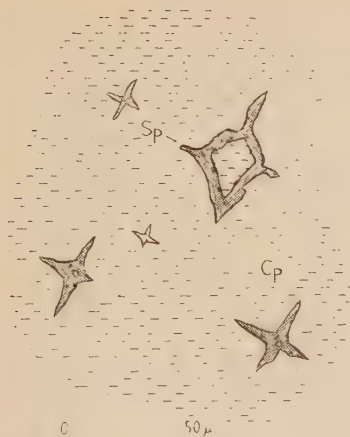
閃亜鉛鉱骸晶中の細滴黄銅鉱 黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶については既に述べたが、その骸晶中特に $20\sim 50\mu$ 大のものの中には第6図の如き細滴状の黄銅鉱がみられる。この細滴はまた離溶性の滴状或は蠕虫状閃亜鉛鉱中にも屢々観察され、いずれも黄銅鉱-閃亜鉛鉱固溶体の2段離溶産物と考えられる。

黄鉄鉱について 黄鉄鉱は閃亜鉛鉱、黄銅鉱と密接に

1) 懸滴状黄銅鉱の量は山口県河山鉱山及び栃木県足尾鉱山産閃亜鉛鉱中のそれに比して遥かに少ない。

2) 中村威; 地質雑, 55, 159, 1948

第 6 図

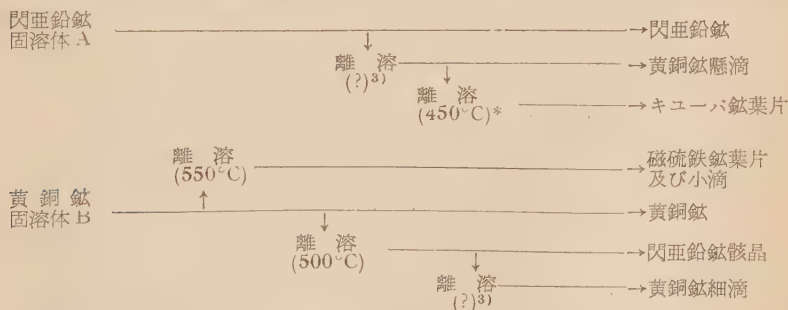


黄銅鉱(Cp)中の閃亜鉛鉱骸晶(Sp)及び
骸晶中の黄銅鉱細滴(黒点部)

組合つて産するが、顕微鏡下で閃亜鉛鉱及び黄銅鉱中に略々自形或はそれに近い形で多少閃亜鉛鉱または黄銅鉱にて交代されたもの、閃亜鉛鉱を細脈状に貫ぬくもの及び石英の柱状結晶と共生し晶洞中に産するもの等比較的早期の鉱化作用によるものから、晩期の晶出物まで認められる。そのうち黄銅鉱、一部閃亜鉛鉱中に自形或はそれに近い塊状を呈するものを高倍率の反射顕微鏡で観察すれば、その内部に第 1 図 H の如く大きさ 5μ 程度の閃亜鉛鉱骸晶を含有する¹⁾。その産状は既述した黄銅鉱中の閃亜鉛鉱骸晶に極めてよく類似している。その成因²⁾として固溶体の離溶または交代作用の 2通りが考えられるが、離溶産物である可能性が強い。この様な閃亜鉛鉱骸晶は晩期の細脈状黄鉄鉱や晶洞中に産する黄鉄鉱中にはみられない。

一方柱状結晶の石英と共生し、晶洞中に産する黄鉄鉱には第 3 図の如き大きさ $3\sim 10\text{mm}$ 内外の六角板状の結晶を呈するものがあるが、この結晶形は黄鉄鉱固有のものとは認め難く、その形態より恐らく磁硫鉄鉱の結晶が黄鉄鉱化されたものと推察される。なお顕微鏡下で本結晶中には残留鉱物を認めない。

以上記載した様に太良鉱山産鉱石中には浅熱水性鉱床に珍らしい多くの興味ある離溶共生がみられる。今その関係を一括図示すれば



括弧内は実験固溶温度。但し * 印は G. M. Schwartz の実験値⁴⁾

1) これと全く同様な共生関係は足尾鉱山銀盛産銅産鉱石中에서도みられる。

2) Jankovic, S.; Neues Jahrb. Min., Monatsh., 224~232, 1955.

3) $350^{\circ}\text{C}\sim 400^{\circ}\text{C}$ 附近で固溶を始める。(Sugaki, A. and Yamae, N.; Sci. Rept. Tohoku Univ., Ser. 3, 4, 103~110, 1952)

4) Schwartz, G. M.; Econ. Geol., 22, 44~61, 1927. 荳木浅彦; 岩礦, 37, 51~58, 1953.

の様である。しかし閃亜鉛鉄固溶体 A と黄銅鉄固溶体 B との関係は明でなく、鏡下の観察結果では前者の方が固溶体 B より早期に晶出したと推察されるが、今のところ両固溶体の晶出温度を規定する資料を有さない。従つて固溶体 A, B 両者を通じての離溶順序を定めることは出来ない。またこのほか離溶産物である可能性の強い磁硫鉄鉄及び黄鉄鉄中の閃亜鉛鉄鉄晶が存するが、これが果してどの時期に生成されたかは明でなく、この鉄晶の成因と共に今後に残された問題である。

結 び

従来浅熱水性の鉄床と考えられている秋田県太良鉄山から普通高温性の鉄床より産するとされている数種の離溶共生体が見出された。これらの共生は筆者等の加熱実験及び従来の資料によれば 400°C (または 350°C) 乃至 550°C 附近の比較的高温で固溶体を形成し、上記の事実を裏書きしている。しかしその温度は簡単な実験条件下の結果であり、この値を直ちに圧力その他熱水条件の加わつた自然界の鉄床生成温度として採用するわけには行かないが、1) 上記の離溶共生が接触交代鉄床や深乃至中熱水鉄床等比較的高温性と考えられている鉄床から産することや、2) 同じく高温性鉄床からの産物とみられている初生的な塊状磁硫鉄鉄及びこれの仮像らしい黄鉄鉄の現出等から併せ考えれば一応高温の条件下で太良鉄床の生成が行なわれた疑が強くなつて来る。この点更に多くの他の面からの資料を集めた上でなければ断言出来ないが、このような事実は東北日本第三紀浅熱水鉄床の生成に関する参考資料として重要視するべきである。

拙筆するに当り種々御指導を賜つた渡辺万次郎先生及び竹内常彦先生に衷心より感謝申上げる。また試料採集に際し種々御便宜を与え下さつた太良鉄業所石塚義彦所長、谷内末吉及び高橋明俊両氏に感謝の意を表する。

なお本研究に要した費用の一部は文部省科学研究費によつた。こゝに明記して謝意を表する。

三頭山石英閃緑岩の弾性係数の測定について

On the measurment of modulus of elasticity of quartz-diorite at Mito-Yama, Tokyo.

倉 持 文 雄 (Fumio Kuramochi)*

Abstract: The writer measured the modulus of elasticity on dry condition from 5 cm. cube test-pieces of the Tertiary quartz-diorite which occurs at Mito-yama, Okutama Town, Tokyo. At beforehand with the measurement, he also measured the apparent specific gravity, the absorption of water, and the porosity. These experimental results are shown in Table 2.

*東京都水道局

I 要 約

東京都西多摩郡奥多摩町三頭山 (5 万分の 1 地形図, 五日市図幅) に露出する, 第三紀の石英閃緑岩¹⁾²⁾ の乾燥状態における耐圧強度, ヤング率, ボアッソン比の測定を試みた。さらに前記の弾性係数から剛性率, 体積弾性率を算出した。また前記の測定にあつて, あらかじめ見掛け比重³⁾, 吸水率⁴⁾, 有孔率⁵⁾ 等も測定した。

その結果二岩塊の弾性係数は次の通りである。即ち No.1 岩塊においてはヤング率 $6.5 \sim 7.3 \times 10^{10}$ dyne/cm², ボアッソン比 0.17~0.25, 剛性率 $2.6 \sim 3.0 \times 10^{10}$ dyne/cm², 体積弾性率 $3.6 \sim 4.7 \times 10^{10}$ dyne/cm², No. 2 岩塊においてはヤング率 $5.9 \sim 6.8 \times 10^{10}$ dyne/cm², ボアッソン比 0.23~0.33, 剛性率 $2.4 \sim 2.7 \times 10^{10}$ dyne/cm², 体積弾性率 $3.7 \sim 6.4 \times 10^{10}$ dyne/cm² である。

II 試 料

三頭山の北斜面から径約 30cm の石英閃緑岩の岩塊を 2 個 (No. 1 および No. 2) 採取した。この岩塊は灰白色中粒頭晶質の岩石で, 肉眼的に有色鉱物特に角閃石または黒雲母等が良く認められる。この 2 個の岩塊から No. 1 で 5 個, No. 2 で 6 個の $5 \times 5 \times 5$ cm の立方状供試体と, さらにその供試体を作成する際に, それぞれその一部から $5 \times 5 \times 0.5$ cm の岩片を作成した。前者の供試体は耐圧強度, ヤング率およびボアッソン比の測定用とし, 後者の岩片は見掛け比重, 吸水率および有孔率の測定と, さらに顕微鏡観察用の試料とした。

上記の二岩塊から作成した, それぞれの供試体岩片を鏡下でみると, その主成分鉱物は斜長石, 石英, 正長石, 角閃石および黒雲母等で, 石英を除いては殆んど自形を呈し, 特に長石には美しい累帯構造の認められるものがある。副成分鉱物としては磁鉄鉱, 燐灰石お

第 1 表

No. 1.

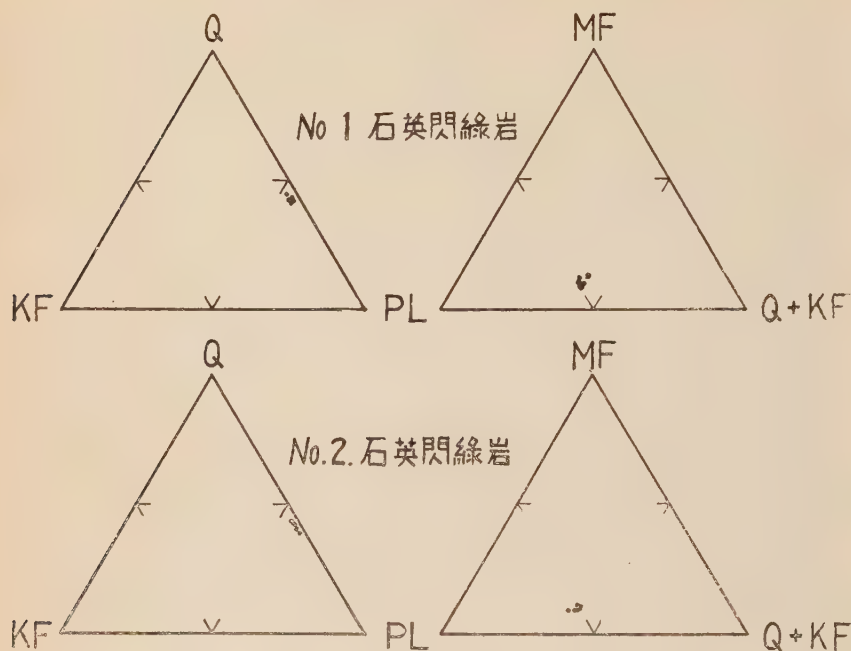
組成鉱物	容 積 比 %					粒 径 mm
	1	2	3	4	5	
石 英	38.6	37.9	38.3	37.6	37.4	0.3~1.2
正 長 石	3.4	1.9	2.7	3.1	2.7	0.3~1.9
斜 長 石	45.0	48.1	49.0	49.9	49.4	0.3~2.1
黒 雲 母	—	—	—	—	—	—
角 閃 石	3.6	2.8	2.5	3.8	3.5	0.6~1.7
緑 泥 石	8.7	8.8	7.0	5.2	6.8	1.0~2.7
磁 鉄 鉱	0.7	0.5	0.5	0.4	0.2	0.1~0.6
計	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	

1) 三土知芳; 八王子図幅 (7万 5 千分の 1) 及び地質説明書, 42, 1932

2) 藤本治義; 関東の地質, 65~66, 1932. 秩父多摩国立公園の地質, 20~21, 1953. 石英閃緑岩は御坂層 (中新世) 後, 岩殿山礫岩層 (鮮新世) 前のものであろう。

3), 4), 5) 小山一郎; 日本産石材精義, 32~35, 1931

第 1 図



第 1 表 (続 き)

組成鉱物		No. 2.						粒 径 mm
		容 積 比 %						
		1	2	3	4	5	6	
石 英	38.8	37.0	35.1	37.4	38.9	38.7	0.2~1.2	
正 長 石	1.8	1.8	1.9	1.9	2.1	2.1	0.3~1.2	
斜 長 石	49.2	52.3	54.2	50.4	49.2	50.6	0.4~2.4	
黒 雲 母	3.5	3.4	2.9	3.6	3.4	3.1	0.3~0.7	
角 閃 石	1.0	0.5	0.7	0.7	0.6	0.6	0.3~0.6	
緑 泥 石	5.4	4.6	4.9	5.7	5.5	4.6	1.0~4.5	
磁 鉄 鈦	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.1~0.4	
計	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0		

よびジルコン等が微量認められる。特に No. 1 においては、しばしば角閃石の周縁部が緑泥石に変化しているのが認められる。顕微鏡観察の結果は第 1 表および第 1 図、第 2 図、に示す通りである。

第2図(a)



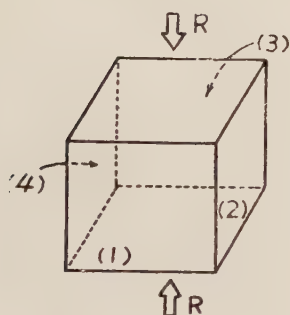
左上 (I_1), 左中 (I_2), 左下 (I_3), 右上 (I_4), 右中 (I_5), 右下 (I_6),
 $I_1 \sim I_5$: N.C.I. 石英閃綠岩, () = コル, $\times 20$

第2図(1.)



左上 (II₂), 左中 (II₃), 左下 (II₄), 右上 (II₅), 右中 (II₆), 右下 (II₇),
 (II₁~II₈): No. 2 石英閃緑岩 (+) ニコル ×20, II₇: 破壊に伴う亀裂

第 3 図



III 測 定

(1) 見掛け比重, 吸水率, 有孔率: $5 \times 5 \times 0.5 \text{ cm}$ の岩片をまず 110°C 以下の乾燥器中に放置し, 空気浴にて断続加熱して乾燥させる。そして試料が恒量となるまで放置した後, 空気中で秤量する。次にそれらを大気圧のもとで蒸溜水(水温 $15 \sim 17^\circ\text{C}$) 中に浸し, 水分が完全に飽和するまで, 即ち恒量となるまで浸した後, 空気中で秤量する。上記の所要時間は前者において 約48時間, 後者において 約 160 時間を要した。さらに完全に水分が飽和した後に蒸溜水中で秤量し, 次の方法によつて求めた。

W_1 乾燥時の空気中の重量 (g)

W_2 完全飽和時の蒸溜水中の重量 (g)

W_3 完全飽和後蒸溜水中から取出し, 試料の表面に付着している水分を布で拭取つた時の空気中の重量 (g)

G_s 見掛け比重

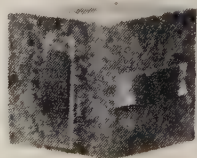
$$\text{見掛け比重} : \frac{W_1}{W_3 - W_2}$$

$$\text{吸水率 (\%)} : \frac{W_3 - W_1}{W_1} \times 100$$

$$\text{有孔率 (\%)} : \frac{(W_3 - W_1) G}{W_1} \times 100$$

(2) 耐圧強度, ヤング率, ポアッソン比: $5 \times 5 \times 5 \text{ cm}$ の立方状供試体を前と同様 110°C 以下の乾燥器中に放置し, 空気浴にて断続加熱し, 供試体を恒量となるまで放置して乾燥

第 4 図



供試体に wire strain gage を接合させた状景

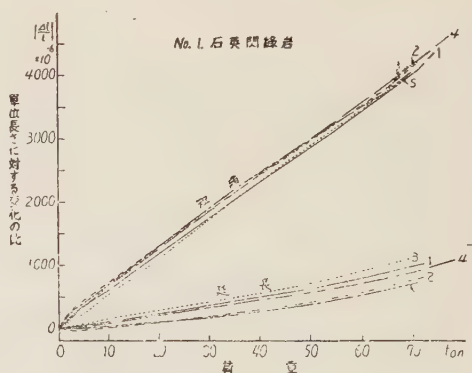
状態にする。これに要した時間は約240時間であつた。次にこれをデシケーター (desiccator) 中に移し、常温になるのをまつて、供試体の荷重面以外の4面の中央に wire strain gage¹⁾ を接着させる。その方法は次の通りで、第3図および第4図を参照されたい。

(1), (3) 面 Wire strain gage を荷重方向に平行に接着させて、それらを直列に連結し、荷重に対する単位長さの短縮の測定に供する。

(2), (4) 面 Wire strain gage を荷重方向に直角に接着させて、それらを直列に連結し、荷重に対する単位長さの延長の測定に供する。

これら直列に連結した、短縮方向(荷重方向に平行)と延長方向(荷重方向に直角)の wire strain gage を、wire resistance strain meter (A電源 15V, 200mA. E電源 90V, 20mA.) の測定用端子に接続する。次にアムスラー型試験機によつて、荷重を徐々に供試体に加え、荷重 1 ton 毎に交互に短縮、延長の両方向の電気抵抗の変化に伴う単位長さに対する変化、即ち $\Delta l/l$ を測定する。この際気温による温度補正が必要である。また

第5図



第 2 表

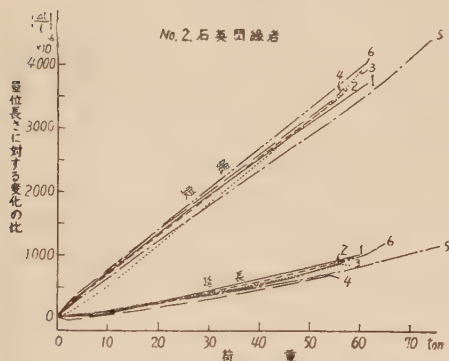
供試体番号	大 き さ cm	荷 重 面 積 cm ²	見掛け比重	吸 水 率 %	有 孔 率 %
No. 1.	1 5.00×5.00×5.01	25.00	2.71	0.949	2.573
	2 5.01×5.00×5.00	25.05	2.73	0.748	2.042
	3 5.00×5.00×4.99	25.00	2.71	1.111	3.022
	4 5.00×5.00×4.99	25.00	2.73	0.679	1.853
	5 5.00×5.00×5.00	25.00	2.73	0.769	2.100
No. 2.	1 5.01×5.01×5.00	25.10	2.74	0.567	1.552
	2 5.00×5.01×5.01	25.05	2.73	0.573	1.564
	3 5.01×5.01×5.01	25.10	2.71	0.877	2.377
	4 5.02×5.01×5.02	25.15	2.72	0.870	2.365
	5 5.02×5.02×5.01	25.20	2.73	0.581	1.587
	6 5.00×5.01×5.01	25.05	2.74	0.580	1.588

1) Wire strain gage : Type S-11, gage length 15mm, gage resistance 120.00 \pm 0.3%, gage factor 2.11, gage resistance 120.50 \pm 0.3%, gage factor 1.58.

試験機の加圧板と 供試体の荷重面の間にアタッチメント (attachment) を用い、さらに紙片をはさんで、偏荷重をできるだけ避けるようにした。

上述の測定値から、荷重と 単位長さに対する変化 ($\Delta l/l$) の図表(第5図、第6図)

第 6 図



を作成し、それからヤング率、ポアソン比を算出する。この場合荷重を加えた当初、一般に0~2t.位の範囲においては、必ずしもそれらが比例しないのは第5図および第6図に示す通りであり、計算の際にそれらの範囲は除外し、ほぼ比例関係にある範囲においてヤング率およびポアソン比を算出した。さらにそれから剛性率、体積弾性率をも求めた。また 供試体の耐圧強度は破壊荷重から求めたものである。

IV 測 定 結 果

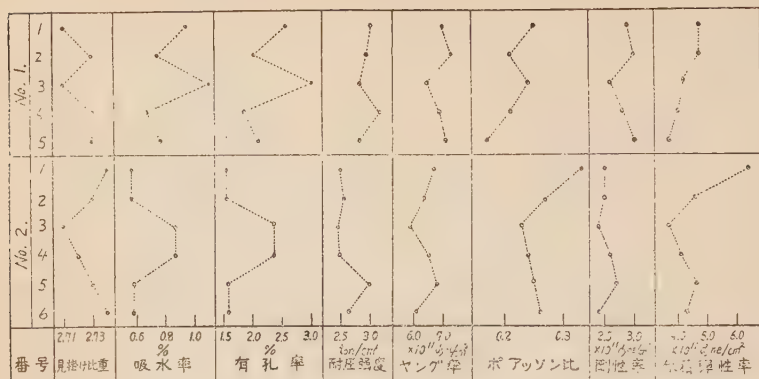
上述の測定値から算出した物理的諸性質を表示すると、第2表および第7図に示す通りである。

本試験において問題となるのは、供試体に作用する偏荷重である。従つて供試体の作成

破壊荷重 ton	耐圧強度 kg/cm ²	ヤング率 ×10 ⁹ dyne/cm ²	ポアソン比	剛性率 ×10 ⁹ dyne/cm ²	体積弾性率 ×10 ⁹ dyne/cm ²
75.5	3020.0	7.0	0.25	2.9	4.7
73.9	2950.1	7.3	0.21	3.0	4.7
70.8	2832.0	6.5	0.24	2.6	4.2
79.5	3180.0	6.9	0.21	2.8	4.0
70.5	2820.0	7.1	0.17	3.0	3.6
63.2	2517.9	6.7	0.33	2.5	6.4
64.5	2574.9	6.4	0.27	2.5	4.6
61.8	2462.2	5.9	0.23	2.4	3.7
62.7	2493.0	6.5	0.24	2.6	4.1
75.4	2992.1	6.8	0.25	2.7	4.6
65.8	2626.7	6.1	0.26	2.4	4.3

にあつては、平行平面からなる完全な立方体を作ることが必要である。特にポアソン比の測定にあつては、荷重に対する 単位長さの短縮および 延長の測定面が異つてゐるので、供試体に偏荷重が作用すると、かなりその値が変化するわけである。

第 7 図



No. 1 および No. 2 石英閃緑岩とも、その有色鉱物の容積比は 10% 前後である。特に No. 1 においては前述の通り、顕微鏡下で角閃石の周縁部に緑泥石に変化しているのが認められる。また吸水率、有孔率等も No. 2 に比して大きいにもかかわらず、その耐圧強度は No. 2 に比して一般に大きい数値を示している。しかし個々の供試体について吟味すると、見掛け比重の小さいものは吸水率、有孔率が大きく、また吸水率、有孔率の大きい供試体はその耐圧強度が一般に小さいことが認められる。

ヤング率と耐圧強度の間にはほぼ比例関係が認められる。即ち耐圧強度の大きい供試体は一般に荷重による単位長さに対する変化が小さいことが知れる。また供試体の破壊に伴う亀裂面をみると、その組成鉱物粒に沿って生成される場合が多い(第 2 図 a, No. 2 石英閃緑岩 II₇, 亀裂面参照)。

本報文発表に際し、種々御教示を賜りました当所所長佐藤志郎氏に對して深甚なる感謝の意を表します。また組成鉱物の容積比については当所渡辺貞夫氏の協力をえたので、ここに記して敬意を表します。

古琵琶湖層の粘土鉱物について(2)

On the clay minerals of the Kobiwako bed, Shiga Prefecture

兼 松 四 郎 (Shiro Kanematsu)*

Abstract: As the results of the Kobiwako bed observation in the western part of the Lake Biwa, the writer recognized the following formation and clay minerals.

1. The weathering products of the biotite granite are widely distributed and in some places these beds are alternated with the soilified

* 滋賀県立農業大学

products of clayslate, sandstone and quartzite.

2. By means of chemical analysis and X-ray studies on the colloidal fraction, clay minerals are classified in two groups:

a) Werthering products of biotite granite contain dominantly kaolinite with lesser amounts of montmorillonite.

b) Clayslate and sandstone soils are dominantly hydrated halloysite with minor amount or none of the other clay minerals.

From the results of the clay mineral studies in the Kobiwako bed in Shiga Prefecture, concluded as follows:

a) Hydrated halloysite and illite are contained in soils of all rocks.

b) The weathering products of rocks included a kaolinite.

c) The more weathering products are converted into soil the more hydrated halloysite increased.

1 緒 言

同一地層群でも堆積している物質が異なっている場合、生ずる粘土鉱物が如何なる変化過程をたどるかという点を、古琵琶湖層について研究し、第一報を本会誌¹⁾で発表した。その後、引きつゞき湖西地方の比良山麓に帯状に発達している同層群中の粘土鉱物について研究したので報告する。

本研究を行うにあたって終始御指示を仰いだ塩入松三郎、須藤俊男、上田健夫の各先生に感謝の意を表する。尚本研究費の一部は文部省科学研究費によるものである。

2 地 質

本地方の琵琶湖層群については、比企、中村、池辺²⁾の各氏によつて研究されている。この附近の丘陵の高さは概ね 200~250m (湖面 85m) で、これらの丘陵がつくる洪積層は 2 のグループに分けられる(第 1 図)。

即ち下部は所謂古琵琶湖層で主として粘土層と砂土層との互層からなり、この上に不整合に扇状地から搬入された礫層が覆うている。丘陵地の西方には、黒雲母花崗岩からなる比良山系が南北に走り所々で粘板岩、珪岩及び砂岩からなる所謂秩父古生層を貫いて広く発達している。従つて古琵琶湖層をつくつている材料は地域によつて多少の相違はあるが花崗岩の風化生成物が多い点は湖南地区の古琵琶湖層が概ね古生層の土壌化作用をうけたものから出来ているのと対照的である。

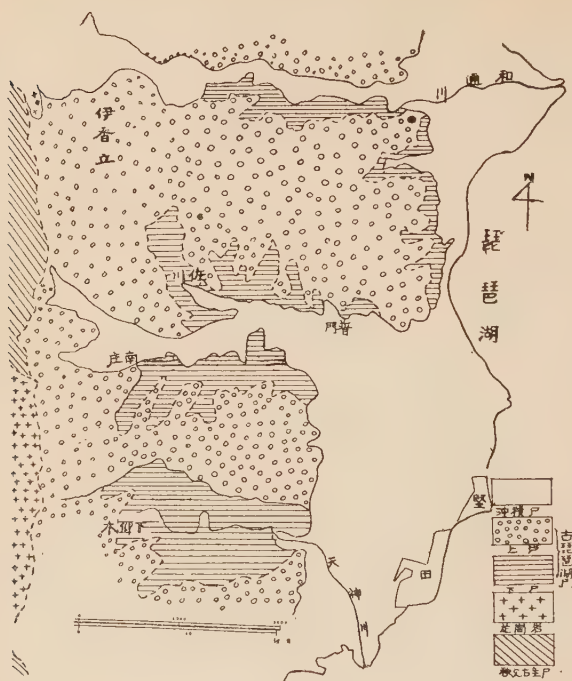
粘土層は湖岸に近づくにつれてよく発達し粗砂、細砂及び微砂と互層し、その層厚は恐らく 160~200m に及ぶところもある。この層の中に厚さ約 10cm の火山灰の層をみることは湖南地方と同じであるが、堆積物全体に粗粒物質の多いのは堆積した当時の山麓からの距離が短くそのために完全な分級作用(選別作用)を行うことが出来なかつた点と花崗岩の性質とに原因していると思う。この粘土層から淡水産の貝化石や幾多の植物化石が得られること、及び藍鉄鉱の存在をみること等は全く湖南地方に類似し同一環境下で堆積したものと推定される。

粘土層と不整合をなす礫層(第 2 図)は主として北方の伊香立扇状地と上仰木扇状地か

1) 兼松四郎; 岩礦, **36**, 223~232, 1955

2) 池辺展生; 地球, **20**, 1933.

第1図 堅田町附近の地質

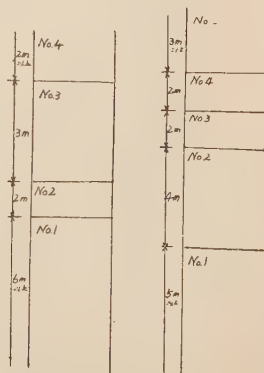


第2図 礫層



A... 礫層
B... 粘土層
C... 石垣

(下御本) 第3図 (佐 川)



ら搬入されたもののようで、前者には秩父古生層の岩石を多く混えているが、後者は殆んど花崗岩からなることをみても運搬されてきた径路を容易に区別することが出来る。第3図は佐川と下仰木に露出している層の柱状図で各単層の組成成分及び細砂中の主要鉱物の混合比は次の通りである。

第1表 (層の番号は凡て下層から 1, 2, ...)

		A		B		A : B
		粗 砂	細 砂	微 砂	粘 土	
佐 川	5	0.07 %	62.14 %	30.15 %	5.85 %	1.8 : 1
	4	0.58	57.41	25.12	14.33	1.5 : 1
	3	0.88	56.38	32.63	6.40	1.5 : 1
	2	0.09	54.45	31.35	10.85	1 : 1
	1	19.90	59.84	13.18	5.50	4 : 1
下 仰 木	4	3.34	28.03	35.25	32.25	1 : 2
	3	10.45	76.71	6.70	4.85	4 : 1
	2	1.20	55.62	20.13	19.95	1.4 : 1
	1	0.06	56.23	30.05	9.55	1.4 : 1

備考： 淘汰分析並びに試料の採取法は前号に記載したと同じである。

第2表 細砂中の主要鉱物の混合比

		石 英	長 石	黒 雲 母	白 雲 母	そ の 他
佐 川	5	40-50	35-40	5	5	淡水海綿とげ極少
	4	50-55	40-45	3	2	—
	3	40-45	45-50	2-5	1-2	—
	2	40-50	30-40	5	2	岩石屑、淡水海綿のとげが多い
	1	47-55	30-35	5-10	2-5	岩石屑、淡水海綿のとげが多い
下 仰 木	4	40	30	5	—	—
	3	44.7	50	5.3	—	—
	2	55	40	—	—	—
	1	45	50	5	—	藍鉄鉱、淡水海綿のとげが多い

第3表 分析結果 (粘土) (土壌分析法による)

成分		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO
地所						
下 仰 木	4	% 16.02	% 7.85	% 36.60	% 0.20	% 0.31
	3	6.37	4.65	17.65	0.25	0.14
	2	13.35	7.48	34.97	0.45	0.36
	1	16.85	21.20	15.60	0.30	0.31

佐川の第一層と下仰木の第三層とを比較するに、ともに粒径0.02mm以上の比較的粗い物質が多く堆積当時分級作用が不十分であつたことは考えられるが、構成物質は佐川では粘板岩、砂岩に花崗岩の破屑物を混じえているが、下仰木では殆んど花崗

岩の岩屑物が多く、且つそれらはいづれも稜角を有し新鮮なものが多い。之は恐らく急激な出水によつて下仰木屑状地から搬入された物質の一部であろう。

3 ノレルコ X線分光器(対陰極、銅)による実験

前回の X線分析に供した試料中に比較的多量の石英が存在したため、ある粘土鉱物の廻折線が見られなかつた過去の経験と、W. V. Engelhard が機械的組成成分中に於ける

第 4 表

下	仰	木	南	庄	家	田
No. 1	No. 3					No. 1
			w. 5.5345			w. 10.906
			w. 5.0066			
				w. 4.9787		
	w. 4.7160					
w. 4.4357	w. 4.4357			w. 4.4578		vw. 4.4578
	w. 4.1486					
w. 3.3801		wm. 3.8801		wm. 3.8801		
		v. 3.5728				
m. 3.3357	m. 3.3357	m. 3.3359		w. 3.3482		m. 3.3482
s. 2.7362		s. 2.7362		vs. 2.7442		
						w. 2.5974
	w. 2.5757					
w. 2.5615						w. 2.5686
	w. 2.1300			w. 1.9918		
w. 1.9395		w. 1.9395		wm 1.9395		
	w. 1.7293			w. 1.7293		
w. 1.5813		w. 1.5838		w. 1.5813		
				w. 1.5788		

鉱物の分布を研究した結果、石英は土壤粒子の粒径が小さくなる程加速度的に減少することを明かにしている点等から、今回は再三遠心分離器によつて分離したものを供試料とした。実験の結果得た廻折模様は第4図であり、第4表は d の値を算出した数値である。

これらの実験数値を G. W. Grim¹⁾, Brindley²⁾ 及び須藤氏³⁾ 等が報告している数値と参照してみると、概ね kaolinite が主な粘土鉱物で花崗岩の風化物からなる堆積層中には、この外 montmorillonite の存在も考えられる。古生層の岩石の土壌化した層からは hydrated halloysite や illite が多少含まれていることも考えられる。

岩石の風化によつて生成する粘土鉱物が周囲の環境によつて異なることは既に明かにされているが、本地層群が多くの植物化石を含み或は有機物の含有量が普通の土壌に比べ

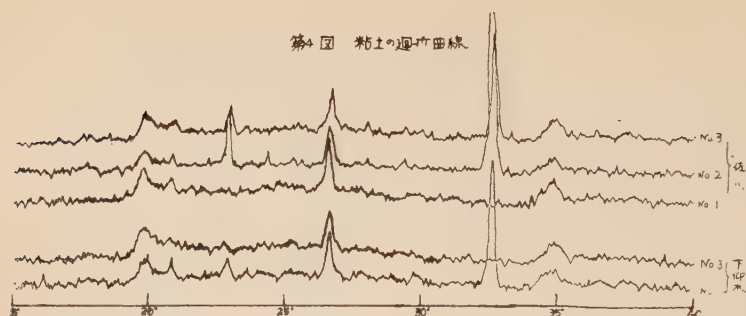
佐		川	
No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
w. 4.2467	w. 4.8176 w. 4.4800	w. 4.4800	w. 4.4800 w. 4.4357
m. 3.8635 w. 3.6449	m. 3.8801	m. 3.8801	w. 3.8635
m. 3.3359 vs. 2.7362	m. 3.3482 s. 2.7362	m. 3.3359 vs. 2.7362	m. 3.3359 ms. 2.7441
w. 2.2360		w. 2.5686 w. 2.4416	
m. 1.9395	w. 1.9395 w. 1.8124	w. 1.9395	
w. 1.7354		w. 1.7323	
w. 1.5813	w. 1.5838	w. 1.5813	w. 1.5813

て多い点等から、媒質は酸性を呈し従つて塩基は溶脱し、その結果カオリン鉱物の生成をみたものと思う。又例え、沼沢地で水の動きが悪くても、有機物が存在しておれば矢張り媒質は酸性で、生成する粘土鉱物はカオリン鉱物である。

湖西地域に花崗岩が広く露出しているため風化物も花崗岩質で従つて、多数の黒雲母を含んでいる。粘土と微砂にとんだ層の中にある黒雲母を顕微鏡下で詳細にみると、周囲が完全に白色化しているのが少くない。この部分は雲母型粘土鉱物と考えられ或は illite でないかと思う。鴨下寛氏⁴⁾ は愛知県下の花崗岩の風化土壌中から Stokes 法によつて粘土分 (0.002mm) を分離し加里 (K₂O) を定量した結果 0.61% を得ている。

Robinson や Deming⁵⁾ が土壌中の主要粘土鉱物中の加里の量を定量した結果 montmorillonite や

- 1) Grim; Clay minerals, 88, 89, 94, 1953
- 2) Brindley; X-ray identification and clay minerals, 71, 124, 1952
- 3) 須藤俊男; 粘土鉱物, 附表 II. III(1), 1953
- 4) 鴨下寛; 日本土壌肥科学雑誌, 22, 199~200, 1952
- 5) Robinson & Deming, J. M.; Soil Science Am. Proc., 13, 1948



kaolinite は含んでいないのに illite のみに 6% 含有していたと発表している。鴨下氏はもし illite のみが 6% の加里を含むものと仮定した際の illite の量を $0.61 \times 100 / 6 = 10.1$ のように計算して 10.1% 含まれていることを知つたと報告している。

このようにして推定することについては尚検討の余地はあると考えられるが、もしこの方法に基いて illite の量を湖西地方の花崗岩土壌中の粘土に関して算定すると、9.7%を得た。しかし X線分析では illite の存在が不明瞭であつたのは 2種以上の粘土鉱物が混合層鉱物をなしているのによるのかも知れない。

湖南地方と湖西地方の粘土鉱物に相違のあるのは、湖南地域の地質は主に粘板岩砂岩及び珪岩等の秩父古生層からなり、湖西地方は前述のように黒雲母花崗岩を主としている。そして両地域の堆積層をみても前者は土壌化作用（塩入氏は土壌化作用における吸熱的变化をおこす主なる物質は腐植である而してこの腐植は酸性反応によつて土壌粘土の生成及び分解を促進するといっている）をなした層が多く、その間に風化作用をうけた物質からなる層がみられるのに対し、後者は未だ完全な土壌化作用をうけたものが少く、概ね風化生成物にすぎない。かゝる相違が因をなして異なつた粘土鉱物の生成をみるのではなからうか。湖南地方には hydrated halloysite が湖西地方では kaolinite が共に主なる粘土鉱物である。

川村一水、船引真吾¹⁾の両氏は本邦の西部地方に分布している地質系統及び母岩を異にしている 32種の土壌コロイドを作り X線分析を行つた結果、いずれも hydrated halloysite に類似の X線像を得たと報告している。

この研究などから考えると、完全に土壌化作用をうけた土壌は比較的 hydrated halloysite にとむということが考えられる。しかし、かゝる結論が如何なる環境下でも起るかどうかは研究の余地は多いと思ひ、目下種々の条件における変化過程について研究中である。

1) 川村一水、船引真吾；日本土壌肥科学雑誌，10，3，1936

幌満川上流（パンケ川）の混成岩帯に見出された超塩基性岩の流石*

The ultrabasic rock as a block on the River Panke, in the
zone of the central migmatite body, Hidaka province

浅 井 宏 (Hiroshi Asai)**

Abstract: The writer describes the petrographical characters of the ultrabasic rock found as a block on the River Panke, Hidaka province and gives some considerations on its genesis.

I ま え が き

南部日高変成帯には、二つの主な超塩基性岩体が知られている。それらは変成帯の南端部にあつて、一つの岩体は、幌満川下流に、¹⁾²⁾³⁾⁴⁾他の一つは、ニカンベツ川中流⁵⁾にあるものである。これらの二つの超塩基性岩体の附近には、二、三の小さい超塩基性岩体が見られるが、これらは何れも前に述べた二つの主要な岩体と密接な関係をもっているものと思われる。1954年7月、幌満川上流の中核部を占めている黒雲母ミグマイトの地帯を調査中、パンケ川上流の日高、十勝両国境附近に超塩基性岩の流石を採取した。採取した附近及びその上流は黒雲母ミグマタイトが分布していて、しかも前に述べた二つの超塩基性岩とは距離において、はなれた地域にあつて、採取した流石は黒雲母ミグマタイトと密接な関係をもつて露出しているものと思われる。この事は黒雲母ミグマタイトと超塩基性岩との関係を具体的に明らかにするに重要なことであり、また採取した超塩基性岩が先に述べた南端部の二つの超塩基性岩に比べて、著しく特異な岩質を示しているのでこゝに報告する次第である。(第1図)

仕事を進めるにあたつて、御討論をしていただいた北海道大学舟橋三男、橋本誠二両助教授及び北海道地下資源調査所 斎藤昌之課長をはじめとする日高変成帯研究グループの方々、変らぬ御鞭撻をしていただいた北海道大学鈴木醇、石川俊夫両教授、現地にて、したしく御教示を受けた広田正一学士に謝意を表する次第である。研究に使用した経費の一部は、文部省自然科学研究費交付金、開発庁、北海道地下資源調査所、工業技術院地質調査所北海道支所の御援助に負う所が多く各当局に御礼申上げる。

II 肉眼及び顕微鏡鑑察

パンケ川上流の混成岩帯で流石として採取した超塩基性岩は少くも次の二種の岩石がある。

* 日本地質学会北海道支部総会講演, 1956, 3

** 北海道学芸大学地学教室

1) 舟橋三男; 北大紀要, Ser. 4, 8, No. 1, 1948

2) 猪木幸男; 地質, 59, 111~121, 1953

3) 番場猛夫; 地質, 59, 122~128, 1953

4), 5) 舟橋三男, 猪木幸男; 幌泉図幅説明書, 地調, 1956

I 橄欖石角閃岩 (第2図) 暗灰色で塊状の堅固な岩石で、構成鉱物は、緑色角閃石 (61.6%), 橄欖石 (30.2%), 磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱 (4.8%), スピネル (2.8%), 板温石 (0.6%) から成っている。

緑色角閃石; X...淡黄色または淡黄緑色, Y...淡緑色, Z...淡黄緑色, $c \wedge Z \dots 23^\circ \sim 18^\circ$, $(-)2V \dots 85^\circ, 87^\circ, 90^\circ$, $n_z \dots 1.665$, 注意すべきはこの緑色角閃石の一部には、第3図に示した如く、極めて色の淡い緑色の角閃石 ($n_z \dots 1.645$) の内部に、やゝ淡緑色の細粒な陽起石質の角閃石 (X, Y...淡緑色, Z...やゝ濃い緑色, $c \wedge Z \dots 18^\circ \sim 16^\circ$) を包みこんでいる。また、この極めて色の淡い、緑色の角閃石及び緑色角閃石は部分的にスピネルを包みこんでいる。

橄欖石: X, Y, Z...ほとんど無色で多色性がない。 $(-)2V \dots 85^\circ$, $n_z \dots 1.680$, 互にかみ合つて敷石状構造¹⁾を示している。

磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱: 細塵状で散点するかまたは円粒状、零状ものがある。

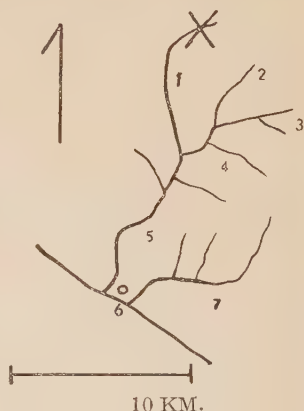
スピネル: 淡褐色, 淡黄色, 淡緑色を示す。

第2図 橄欖石角閃岩の顕微鏡スケッチ



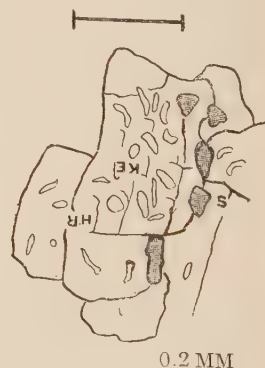
OL...橄欖石, HR...緑色角閃石, S...スピネル, Ke...残晶ケレファイト角閃石, MT...磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱

第1図 超塩基性岩の流石の採取位置



(×印), 1 パンケ川 2 ペンケトチキサツ川, 3 キリブネイ川, 4 オビラルカオマツ川, 5 幌満川, 6 幌満, 7 ニカンベツ川

第3図 橄欖石角閃岩の中の残晶ケレファイト角閃石



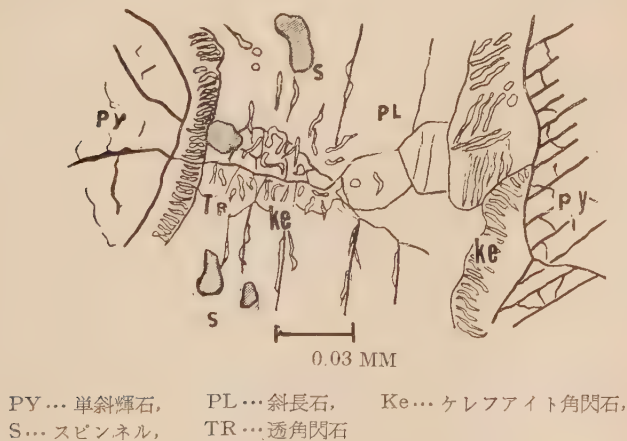
Ke...ケレファイト角閃石, HR...淡緑色角閃石, S...スピネル

1) 舟橋三男: 北海道地質要報, 12, 6~8, 1949

板温石：前記の鉱物の間を充填する。

以上述べた諸構成鉱物のうちで、極めて色の淡い緑色の角閃石の中に包みこまれている細粒な陽起石質角閃石と同じく包みこまれているスピネルの性状はこの岩石の変成のメカニズムを推定するに好都合である。それは、日高帯南端部のニカンベツ中流の超塩基性岩の一部の変成現象がこの流石の変成現象の先驅とも考えられる事実が示されているからである。すなわち、ニカンベツ中流の超塩基性岩は一般に略々東西の走向で北に $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 傾く縞状構造をもつていて、主に斜長石含有橄欖岩¹⁾と斑輝岩相からできている。このうち斑輝岩相の一部は前に示した一般的な縞状構造の方向と異つた $N60^{\circ}E, 80N$ の縞状構造(斜長石の多い部分と斜長石の少ない部分との縞状構造)が見られる。この斑輝岩相は単斜輝石、斜長石、スピネル、緑泥石、透角閃石、磁硫鉄鉱、磁鉄鉱からできている。このうち単斜輝石と斜長石の境界部の斜長石の側にケレファイト角閃石(X, Y…淡緑色, Z…や、濃い緑色 cA Z… $17^{\circ} \sim 14^{\circ}$)が生成されているが、これは単斜輝石の周辺部のみでなく、斜長石が破碎せられて粒状化した部分にもケレファイト角閃石の様な部分が見られる。また斜長石のある部分は通常はスピネルが出来ている²⁾。また注意すべきは粒状化した斜長石は、これらのケレファイト角閃石を包みこんで部分的に透角閃石になつている。このような事実は偏圧の下で斑輝岩相の部分が圧碎され斜長石の中にケレファイト角閃石を生じ、しかも斜長石は角閃石化作用をうけたものと考えられる³⁾。(第4図)

第4図 ニカンベツ超塩基性岩の斑輝岩相の中に見られるケレファイト角閃石



このような事実は先に述べた流石の橄欖石角閃石岩が橄欖石斑輝岩のような岩石から、角閃石化作用がおこつてこのような岩石になつたものと推定される。

1) 舟橋三男；猪木幸男；前出

2) 猪木幸男；前出

3) 小林英夫；北海道地質要報 No. 22, 49~57, 1953

II 橄欖石直閃石板溫石滑石岩 (第5図)

や、絹絲光沢のある暗緑色の塊状の岩石で、構成鉱物は滑石 (62.5%), 橄欖石 (12.0%), 板溫石 (11.6%), 斜方角閃石, カミングトン角閃石 (7.5%), 磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 白鉄鉱 (6.4%) から成っている。

滑石: 密集塊となつている。 $n_2 \dots 1.570 \sim 1.588$

橄欖石: X, Y, Z...ほとんど無色で多色性がない。 (+)2V $\dots 84^\circ$, $n_2 \dots 1.676$, 細長くリボン状に連なっている。

板溫石: 鱗片状の密集塊となつている。
 $n_2 \dots 1.561$

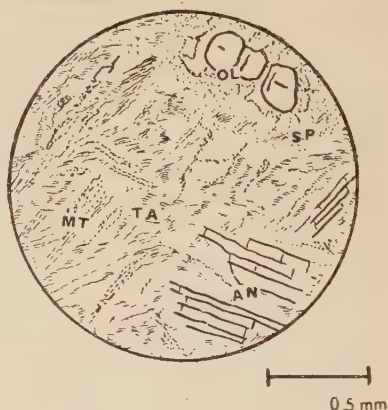
斜方角閃石: X, Y, Z...ほとんど無色, (-)2V $64^\circ, 76^\circ, 78^\circ$, (-)2V $72^\circ, 73^\circ$,
 $n_2 \dots 1.648$,

カミングトン角閃石: X, Y, Z...ほとんど無色, (+)2V $= 75^\circ$, $n_2 = 1.650$

磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 白鉄鉱: 粉状のもの, 粒状のものがあり, 主に滑石, 板溫石と伴つている。

以上に述べた岩質によつて, 本岩は, 一般に超塩基性岩の変成作用の結果, 生成せられた岩石と考えられている。

第5図 橄欖石直閃石板溫石, 滑石岩の顕微鏡スケッチ



OL...橄欖石, AN...直閃石, SP...板溫石, TA...滑石, MT...磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 白鉄鉱

III 考 察

前項で述べた I の如き岩質を示す岩石について舟橋三男¹⁾は北海道幌加内において, 蛇紋岩の角閃岩化の現象を観察して斑輝岩の侵入のためとし, 猪木幸男²⁾は同地域で蛇紋岩の侵入以前の斑輝岩の変成現象として角閃石片岩があることを観察した。橋本誠二³⁾は北部日高帯において, 橄欖石斑輝岩又は斑輝岩が変成してソーシル石斑輝岩又は角閃岩様の岩石になることを示した。関陽太郎⁴⁾は北上山地において, 本岩石とよく似た岩質を示すコートラングライトを花崗岩の侵入によつて蛇紋岩が変成したものと観察した。浅井宏⁵⁾は北部北上山地で本岩と似た岩石を超塩基性岩の変成現象として観察した。吉沢甫⁶⁾は領家帯において, 花崗閃緑岩の中に包みこまれた角閃石斑輝岩とコートラングライトが密接な関係をもつて産出することを記している。

1) 舟橋三男; 地質, 51, 119~131, 1944

2) 猪木幸男; 日本地質学会北海道支部総会講演, 1956

3) 橋本誠二; 北海道地質要報, No. 28, 1~10, 1951

4) 関陽太郎; 地質, 57, 35~43, 1951

5) 浅井 宏; 岩礦, 39, 59~67, 1955

6) 吉沢 甫; 地学, 3, 16~19, 1951

前項で述べた II の如き岩質を示す岩石について関陽太郎¹⁾が北上山地において深成岩の侵入によつて蛇紋岩が変成したものとし、浅井宏²⁾は北部北上山地において超塩基性岩の変成作用と酸性深成岩の侵入の影響によつて局部的に形成されるものとした。

前項で述べた二つの岩石は、それぞれ粗粒な塩基性岩石及び橄欖岩質岩石の変成によつて形成せられたものである。日高変成帯南部の中央部にある黒雲母ミグマタイトのうちにも粗粒な塩基性岩石及び橄欖岩質岩石があつて、これらが更に変成し得るような条件が存在していたことを示している。そして日高変成帯南端部の他の二つの超塩基性岩体の岩質と比べてその岩質が異つている事は超塩基性岩の単なる分布上の特殊な現象であるか、又は超塩基性岩の生成の時期の異同によるものか、或はこの両者の理由によるものか、今後、更に検討せられねばならない。

Marekanite type の perlite について (本邦産パーライトの研究 その2)

Perlite of marekanite type (Studies of perlite in Japan(2))

桑 原 寛 (Hiroshi Kuwabara)*

加熱膨脹後の断熱保温性から最近急速に工業原料として注目されて来た perlite のうち marekanite type のものにつき興味ある点を述べたい。

1. Marekanite というのは Siberia, Okhotsk 町近くの marekanka 川流域に可成り広く露出する流紋岩又は石英安山岩の熔岩の一員で、豆状〜クルミ大の perlite ball が真珠構造をもつたガラス質岩から、風化の差又は僅かの打撃で、崩壊分離したものに対して Klaproth (1812年) が命名記載したもので、その産状、形態を除いては perlite と大差なく、僅かにや、ガラス質で、加熱により爆発的膨脹をする点が特徴と言える。又 obsidian とは鏡下でも顕著な perl 或は onion like の亀裂をもつ点で区別される。

2. 本邦に於てこの種 marekanite perlite は福島県喜多方市大仏山と秋田県米内沢町倉ノ山にのみ極めて多量に産し、青森県松坤、福島県滝谷の湯ノ岳、鹿兒島県蘭牟田に perlite に伴つて局部的に見られるに過ぎず、他の 20ヶ所にも達する perlite 分布地には未だ発見されない。

この玉葱状又は葡萄状〜小豆粒状、乃至は穴歯状の marekanite ball を包有する perlite zone は 黒雲母流紋岩質の熔岩とは水平垂直共に漸移的で banded structure を示しその厚さは 30m に及び、拡りも 5km に亘る場合がある。その粒度も Okhotsk 産の如く 2〜3cm に及ぶものはないが、0.3〜1.0cm が最も多く、活動中心部から遠ざかるに従い小となる傾向があり、一般に glassy zone の下位部に多く、鉱物(黒雲母、長石時に石英)と共存する場合(中位部に多い)は球顆が多くなり、upper zone では雪白色の

1) 関陽太郎；前出

2) 浅井 宏；前出

* ロックプロダクト株式会社

perlite となり tall は無色透明種となる場合が多い。

3. この marekanite perlite を生成した biotite-rhyolite の活動時期は喜多方産は up. Miocene の藤峠層の最上部に、米内沢産は mid. Miocene の寄延沢層の上部に対比されるが、興味あることは marekanite perlite の分布が当時の海岸線の堆積盆地寄りに限られ、隆起山地側では急に尖滅して塊状又は vesicular の流紋岩となっていること及び、滝谷湯ノ岳の perlite zone 7~20m (異常堆積を示す砂岩・礫岩層の直上) の最下位にのみ marekanite type が生成されている事は、堆積盆地の形成過程時に於て水陸境界附近に活動した酸性岩漿の急冷相を思わせる。

4. 玻璃光沢で無色透明から灰色~半透明に至る種々の色と透明度をもつが、これは inclusion の種類と量、crack~parting の瀬度にも関係がある。これは化学成分の上には主として FeO (total としての) + MgO/CaO にも示される。即ちその数値が 1 以下は無色透明種 2~5 灰色種、5 以上黒色種、10 以上漆黒色種となり、 SiO_2 量とは逆関係にある。比重 2.33~2.36、屈折率 1.498~1.494 の範囲にあり一般の perlite よりやや低い。 SiO_2 73~78% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 5~9% で perlite や obsidian よりやや多く、特に喜多方産無色透明種の SiO_2 78.14% は本邦産ガラス質岩としては最も酸性種に属し、灰色種の Na_2O 6.10% は男鹿半島門前産 perlite (6.54%) に次ぐ。 Fe_2O_3 , FeO , MgO 等の所謂 mafic の構成量は黒色種に多いに拘らずそれでも obsidian の約 1/2 で極めて少い。 H_2O 又は Ig. Loss は 0.57~3.10 で喜多方産については無色種に多く黒色種は少い。この数値は obsidian と pitchstone の中間にある。

5. ノルム長石成分では pitchstone, obsidian や一般の perlite よりも更に Or-Ab 線上に近接して岩漿分化の最終段階の成分を示し、殊に喜多方産の無色及び灰色種は米内沢や Okhotsk 産よりも more alkalic でノルム鉱物 Ab が 45% 以上を示して (米内沢産 34.58% Okhotsk 産 38.25% 一般の perlite は 22~35%) 優白質流紋岩~ガラス質岩としては Na_2O 過剰の種に属し従つてノルムでは当然 ac を生ずる。

又 Vogt により実験的に求められた斜長石-石英系状態図では一般の perlite が An 5~17% で pitchstone に近いが比較的 ab に寄っており、marekanite type は obsidian と同様に更に Ab 側に寄つて而も An 10% 以下である。換言すれば日本火山岩 (流紋岩) の平均成分より可成り離れて Daly の calc alkaline (rhyolite) と alkaline rock (comendite) のそれぞれの平均成分の中間 field に入ることは興味がある。以上の事から marekanite perlite は一般の perlite を含めたガラス質岩の中でも SiO_2 に富み比較的 CaO 少く、 Na_2O の多い種であることは明かである。

6. この化学組成上の特徴は一般の perlite の熱的性質を更に顕著にし、約 1000°C を境として爆発的な膨張温度 (transformation point) を異にする 2 つの type に分けられる。即ち米内沢産 (780~950°C) の低温型と喜多方産 (1020~1160°C) の高温型で、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Al_2O_3 , SiO_2 と水分が密接に交互に関連すると思われ、加熱により 4~20 倍に膨張する。 Na_2O , K_2O と水分は膨張率を大ならしめ SiO_2 と Al_2O_3 が多い場合は逆に働き、従つて膨張後の耐熱性、耐圧強度をよくする。

この事実は低温型が専ら plaster, 保温保冷材料として、高温型が軽量骨材、耐寒コンクリート、断熱煉瓦、多孔特殊硝子等への用途と一致し、今後工業原料としての perlite は質量共に優れた marekanite type のものが最も重要な役割を果すものと考えられる。

日本岩石礦物礦床学会並びに講演会記事

昭和 31 年 10 月 5 日 午前 9 時より東北大学理学部に於て、本会総会が開催され、会則変更、役員選出、会長挨拶があり、続いて記念講演 - 中南米の鉱山を巡つて〔島田衛〕、原子炉と鉱物工学〔吉木文平〕、並びに記念撮影の後、午後から日本鉱物学会、日本鉱山地質学会との合同による一般講演が行われた。同日夜懇親会があり極めて盛会であつた。10 月 6 日は引続き一般講演が行われ、両日併せて講演数 46 件。続いて 10 月 7、8 日の両日に亘り次の見学旅行が行われた。

A 班：福島県川俣水晶山ベグマタイト（案内者 大森啓一、長谷川修三）

B 班：宮城県大谷鉱山及び磐井鉱山（案内者 竹内常彦、南部松夫）

C 班：鳴子火山及び新庄盆地（案内者 八木健三、加藤磐雄）

総会に於ては議長に石井清彦君が選出されて議事に入り、新しく次頁の会則が承認された。引続き新会則による役員選出の議事に於ては、“議事進行上今回に限り選挙を省略して、会長を総会席上で推薦し、幹事及び評議員は会長指名による”の動議が提出されて、これが承認された。全員一致を以て会長に渡邊萬次郎君が推薦され下記の如く役員が指名された。

本 会 役 員（任期：昭和 32 年 12 月末口迄）

会 長 渡 邊 萬 次 郎

幹 事	石井 清彦	伊藤 貞市	鈴木 醇	高橋 純一	坪井誠太郎
評議員	石川 俊夫	小野田匡高	大森 啓一	片山 信夫	兼子 勝
	神山 貞二	河野 義礼	木下 亀城	久野 久	柴田 秀賢
	柴田 莊三	須藤 俊男	末野 悌六	鈴木廉三九	滝本 清
	竹内 常彦	津屋 弘達	富田 達	西沢章三郎	根本 忠寛
	野田真三郎	原田 準平	堀越 義一	待場 勇	三原 栄
	八木 健三	吉木 文平	吉村 豊文	渡辺 新六	渡辺 武男

実 行 委 員 会

委 員 会	編 纂	庶 務	会 計	図 書	行 事 会 員
委 員 長	大森啓一	竹内常彦	鈴木廉三九	待場 勇	小野田匡高 八木健三
委 員	加藤磐雄	植田良夫	千藤忠昌	荻木浅彦	長谷川修三 早川典久

日本岩石鉱物鉱床学会会則

総 則

- 第 1 条 本会は日本岩石鉱物鉱床学会と称する。
- 第 2 条 本会は鉱物学，岩石学，鉱床学及びこれらと関係の深い科学の進歩を助け，普及をはかることを目的とする。
- 第 3 条 本会は事務所を東北大学理学部内におく。
- 第 4 条 本会は第 2 条の目的を達するため，次の事業を行う。
- (1) 機関雑誌の発行。
 - (2) 講演会その他学術に関する集会の開催。
 - (3) その他必要なこと。

会 員

- 第 5 条 本会々員は正会員及び特別会員とする。正会員は評議員会で入会を承認されたものとし，特別会員は評議員会で推薦されたものとする。
- 第 6 条 正会員として本会に入会を希望のものは，正会員 2 名の推薦をそえて申込むものとする。
- 第 7 条 退会を希望のものは，会費を完納の上，本会に申出ることとする。
- 第 8 条 会費を滞納したものは評議員会の決議によつて除名されることがある。

会 費

- 第 9 条 本会の経費には会員の会費及び寄附金等をあてる。
- 第 10 条 正会員の会費は年額 500 円とし，これを前納しなければならない。特別会員の会費は年額 5,000 円とする。

役 員

- 第 11 条 本会に次の役員をおく。
- | | |
|-----|------|
| 会 長 | 1 名 |
| 幹 事 | 5 名 |
| 評議員 | 30 名 |
- 第 12 条 会長は本会を代表し，会務を掌理し，総会及び評議員会を召集する。
- 第 13 条 幹事は会長を補佐し，会長事故ある時はこれに代る。
- 第 14 条 評議員は評議員会を組織し，本会の運営事項を協議する。
- 第 15 条 会長，幹事及び評議員は正会員中より互選によつて選出される。
- 第 16 条 役員の任期は 2 カ年とする。但し重任をさまたげない

会 合

- 第 17 条 総会は毎年 1 回これを開催し，本会の基本方針を決定する。総会は正会員の 10 分の 1 以上の参加を以て成立する。
- 第 18 条 評議員会は総会の決定した基本方針に従い，本会の運営事項について協議する。
- 第 19 条 会務執行のため編集，庶務，会計，図書，行事，会員，その他に関する委員会をおく。各委員長は評議員の互選により，その他の委員は各委員長の推薦により会長が委嘱する。

附 則

- 第 20 条 本会々則の変更は総会の決議によつて行う。

鉱物学及び結晶学

7965, ダイヤモンドの蝕像 I. II.

Omar, M., Pandya, N. S., Tolansky, S.

ダイヤモンドの良結晶を $500\sim 700^{\circ}\text{C}$ の間で, KNO_3 によつておかし, 多数の 111 結晶面及び 111 劈開面, 人工的につくつた 110 面及び 100 面を有する三個の結晶について, 蝕像の発達する状態を, 高分解能の顕微鏡, 位相差顕微鏡, multiple-beam interferometry, light-profile microscope 等を用いて観察した。

1). 111 結晶面: 蝕像の発達は連続的であるが三つの段階に分けられる。先ず 525°C 前後で小さな蝕凹像が多数不規則に生ずる。Trigon 中ではこの数が少い。次に 575°C 附近からいくらかの蝕凹像が周囲の蝕凹像を包含して生長してゆく。大きくなつたこの蝕凹像は三角形で隅がまろく, 平らな底をもつたものが多い。一方 trigon は六角形を示すようになる。第三の段階は, 蝕像が大ききひろがり且つ深くなり, 三角形のピラミッド型の凹みをつくり, 最後には著しいブロックを形づくるようになる。このブロックは主に 221, 212, 122 の面指数をもち, 次第に 334 となる傾向を示し, やがて丸味を帯びて結晶学的特徴を失つてしまう。

2). 111 劈開面, 110 面, 100 面: 何れの場合も先ず多数の蝕凹像が生じ, これがひろがつて最後に, 少しもり上つた平行な線条の組合わさつた蝕像となる。111 劈開面では 111 の稜に平行であり, 110 面では 111 の稜に平行な六角形のきれいな蝕像となる。又 100 面では互に直角な線条が面の殆んどをうずめるようになる。

これらのことはダイヤモンドが層状の積み重なりで生長したことを示すものと考えられ, 生成スパイラルがないことと一致する。(Proc. Roy. Soc., A, **225**, 33~40, 41~48, 1955) [横山]

7966, Hydrohetaerolite の研究

McAndrew, J.

1913年に Ford と Bradley が記載したコロラド州, Leadville 産の試料を用いて, X 線的, 熱的研究を行つた。結晶は細かい繊維状で暗褐色を呈し, 正方晶系に属し, 空間群は $I4/amd$, 単位格子恒数は $a_0=5.73$, $c_0=9.00\text{\AA}$ である。比重は 4.64 で単位格子は $4\text{HZNn}_2\cdot x\text{O}_4$ となる。この x は約 0.4 で格子中に陽イオンの欠陥がある。本鉱物は, 400°C , 12 時間の加熱では変化が起らないが, 600°C , 12 時間で MnO と ZnO になり, 860°C , 12 時間で hetaerolite ZnMn_2O_4 が生じたのを X 線的に確かめた。このことから hydrobetaerolite が単独な鉱物種であることがわかつた。(Am. Min., **41**, 268~275, 1956) [横山]

7967, スペイン, Cáceres 産 amblygonite 及び共生鉱物 Weibel, M.

スペイン西部, Cáceres 近くの Transquilon 及び Valdeflores の気成錫鉛脈から amblygonite を産する。共生鉱物は石英, 錫石, 白雲母, 燐灰石, 二三の硫化鉱物で, 又産出の稀な燐酸塩鉱物である angelite, childrenite 等も見出された。Amblygonite は白色塊状で, Cu による青緑色の斑点がある。屈折率は $\alpha=1.612$, $\beta=1.635$, $2V\gamma=78^{\circ}$ であり, 同時に光学的方位を求めた。Transquilon 産の試料を化学分析した結果 F が少く 1.13% であつた。Angelite は板状で amblygoni-

teと連晶し、childreniteは小さな晶洞中に長柱状で産し、 $\alpha=1.647$, $\beta=1.669$, $\gamma=1.670$, $2V\alpha=33^\circ$ である。尚錫石についてその産状、鏡下の性質、化学組成を記載した。(Am. Min., **41**, 41~48, 1956) [横山]

7968, 濠洲, Broken Hill 産 Mn-pyrosmalite, bustamite, Fe-johannsenite Hutton, C. O.

濠洲, New South Wales, Broken Hillにある, Zinc Corporationの12レベルの南端部から, Mn-pyrosmalite, bustamite, Fe-johannsenite 等が見出された。Mn-pyrosmalite は六方板状, $1 \times 4\text{mm}$ の大きさで johannsenite の柱面についている。主成分は MnO 43.44, FeO 7.65, SiO_2 34.29%, $\epsilon=1.631$, $\omega=1.670$, 比重 3.12である。X線粉末写真及びワイゼンベルグ写真による研究を行つた所, 単位格子恒数は $a_0=13.38$, $c_0=7.15\text{\AA}$ である。Bustamite は鮮かな薄青色をなし, c軸方向に稍々板状で johannsenite に附着して産す。このX線粉末写真データをも掲げた。Fe-johannseniteは屈折率 $\alpha=1.716$, $\beta=1.728$, $\gamma=1.745$, $2V=64^\circ$ で比重は 3.55である。化学分析の結果からはヘデン輝石よりも johannsenite に近い組成を示す。これを 1070°C で約15時間, N_2 中で加熱すると bustamite に変化する。これ等の関係をX線粉末写真により研究した。(Am. Min., **41**, 581~591, 1956) [横山]

7969, ゴム石の鉱物組成 Frondel, C.

閃ウラン鉱等の分解産物である黄赤褐色粉状鉱物を、一般に古くからゴム石と呼んできた。世界各地産のゴム石試料約100個についてX線的、光学的、化学的研究を行い、これが大部分既知のウラン鉱物又はそれらの集合であることを確めた。ゴム石はベグマタイトの閃ウラン鉱の分

解生成物として産出するのが普通であるが、この場合内核に未分解の閃ウラン鉱が存在することがあり、これを取りかこんで赤褐色のゴム石帯が存在する。このゴム石は fourmarierite ($\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), vandendieesscheite 等の Pb, U の含水酸化物から成る。最外殻の部分は緑黄色を呈し uranophane ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), β -uranophane 等の含水珪酸塩から成っている。赤褐色のゴム石の生成は $\text{U}^{4+} \rightarrow \text{U}^{6+}$, H_2O の添加, 放射源 Pb の相対的増加によつて特徴づけられる。最外部の珪酸塩帯はこの含水酸化物から, Ca 及び Si を含有する天水又は熱水の作用によつて生成されたもので、この場合は Pb 及び U の一部が溶失し, Ca, U の含水珪酸塩が形成される。その後の時期に於いて、これ等から更に又 meta-autunite 等の磷酸塩や, uranophane 等の含水珪酸塩が生成されることがある。(Am. Min., **41**, 539~568, 1956) [長谷川]

7970, 高屈折率浸液用の溶質と溶媒 Meyrowitz, R.

高屈折率浸液 ($n=1.74$ 以上) を作成するために必要な溶質と溶媒は如何なる性質をもつたものが適當であるか論議している。それ自身が高い屈折率をもつ事は勿論必要であり、且つ熔融点が高く、要すれば室温で液状になり易いものが最も望ましい。同族の化合物多数を文献から選びその屈折率、熔融点等を比較した。原子量大なる元素を含む方が屈折率は大きい、熔融点は高くなる。適当な化合物は週期律表の4,5,6,7族(C, N, O, F族)及び Hg, Tl を含む無機化合物、有機化合物、有機金属化合物である。例えば AsBr_3 , $\text{Se}_2\text{Br}_{12}$, SnBr_4 等は、既に溶媒として用いられたし、又次の化合物も今後この方面に用いられる可能性がある。

P_4S_3 (mp. 172°C), $\text{Sn}(\text{CH}_3)_2\text{Br}_2$ ($50\sim 55^\circ$), $\text{Sn}(\text{CH}_3)_2\text{I}_2$ ($82\sim 85^\circ$), $\text{Sn}(\text{C}_6\text{H}_5)_2\text{Br}_2$ (38°), $(\text{IC}_6\text{H}_4)_3\text{AsI}_2$ (80°), $(\text{C}_4\text{H}_9)_3\text{SbI}_2$ (70°), $(\text{C}_6\text{H}_5)_2\text{SeS}_2$ ($50\sim 51^\circ$). (Am. Min., **41**, 49~59 1956) [長谷川]

岩石学及び火山学

7971, 花崗岩の位置の占め方に就いて Marmo, V.

本論文は花崗岩の起源に関する Perrin (1954) (変成起源論者), Walton (1955) (前者を批判してそれと岩漿起源論との中間的立場をとる) に刺戟せられたもので、著者の研究した南阿中央の Sierra Leone 地方及びフィンランドの花崗岩の例を基にして議論する。花崗岩類を Synkinematic 及び Late 及び Post-kinematic に区別する。前者は主として花崗閃緑岩から成るに対して、後者は加里に富む理想的な花崗岩である。此等の間の相異を厳密にすることが必要で、特に加里長石の役割及びその種類が大切で、その産状は異種のものでは明かに異なる。即ち Synkinematic な花崗岩では加里長石 (微斜長石) は決定的に他の造岩鉱物より後期の生成である。これに属する大部分の花崗岩の交代作用起源は明瞭で、その emplacement は殆んど問題にならない。然し多量の加里を持つ花崗岩があるが、これは一般に変斑晶状で微斜長石が濃集挿入したものである。従つて Synkinematic の岩石は花崗閃緑岩化作用として別に扱わねばならぬ。此れに反し Late-kinematic の花崗岩では従来は貫入体で真の花崗岩岩漿を代表すると考えられドーム構造の内核に出ることが多い。本岩では微斜長石と他鉱物間の前後関係は明瞭でなく、殆んど同時である。これは本岩が岩漿起源とするに都合がよい。正長石

の代りに微斜長石の現出は花崗岩の位置の占め方及び起源に関する焦点となる。この花崗岩は前者の場合より低度の変成度 (緑簾石角閃岩相) で熱水条件下でつくられたと考へられる。岩石化学的に Synkinematic の花崗岩は全アルカリ量 (mol) 少なく 10mol 以下、 $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}=1:1$ 以下である。Late-kinematic の花崗岩では全アルカリ量 10mol 以上、 $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ は $1/2\sim 2$ 及び $1/2$ 以下に分かれる。

花崗岩類の量は Synkinematic の花崗閃緑岩が優勢で真の花崗岩は数% に過ぎない。従つて前者の生成が問題である。然し実際の困難はカリに富む花崗岩の起源と位置の占め方の解釈にある。(Am. Jour. Sci., **254** 479~492, 1956) [千藤]
7972, オーケルマン石の安定度の下限
Harker, R. I., Tuttle, O. F.

従来 Bowen その他に依つて、オーケルマン石が 1000°C 以上で晶出することが示されている。本実験は Tuttle の考案した Cold seal pressure vessels を用ひ、静水圧を加へる為に CO_2 の代りに水を使つた。水化物は生じなかつた。実験は圧力 3万~6万 lbs./in²., 温度 $610\sim 805^\circ\text{C}$, 時間 $1/3\sim 24$ 時間の範囲で行はれた。その結果 CaSiO_3 (珪灰石) + CaMgSiO_4 (モンテセリ石) \rightleftharpoons $\text{CaMgSi}_2\text{O}_7$ (オーケルマン石) 反応に対する P-T 曲線が決定せられた。その P-T 曲線は 3万~6万 lbs./in². の間 $700\sim 750^\circ\text{C}$ の範囲にあり、略 P 軸に平行する。この曲線に主要な揮発成分を含む反応曲線 6 を加えてみると後者は前者と異なる傾斜を持ち交叉する。(白雲石 + 方解石 + ペリクレス + CO_2 ; 石英 + 方解石 + 珪灰石 + CC_2 , 他 4 曲線) として此等の間の関係が論議されている。適当な成分の岩石に於いてオーケルマン石の安定域以下の温度及び CO_2 の不足する条件下にオーケルマン石とモンテセ

り石が平衡に存在し得ることが期待せられる。この例としてはカリフォルニア州 Crestmore には珪灰石—モンチセリ石集合体がある。これは不純な苦灰岩質岩が熱変成作用に伴ふ交代作用を受けたもので両鉱物は密接な共生関係を示し平均容量比 $Wo\ 52.5\%$, $Al_2SiO_5\ 47.5\%$ である。これはオーケルマン石の分解によつてこの共生関係がつけられることを示している。最後に黄長石 (Al_2SiO_5 , Geh_{100-x}) との関聯をのべている。(Am. Jour. Sci., 254, 468~478, 1956) [千藤]

7973, 南濠洲, Mt. Fittern に於ける tillite から granite への変換 Chinner, G. A., Sando, M., White, A. J. R

南 Australia, Mt. Fittern 地方の岩石は花崗岩化作用を受け、tillite から花崗岩及び片麻岩を生じたと見做されているが、著者等の野外に於ける夫等岩石の研究結果では他の解釈が可能であると云う。即ち花崗岩類は古期の基盤であり、その侵蝕面上に tillite が堆積したもので花崗岩類と tillite 間に存在する長石に富んだ岩石帯は花崗岩の表面に残つた基底アルコースである。然しこの関係は次の理由に依り不明確となつてしまつた。為に花崗岩化作用の解釈が行われたのであると云う。(1) tillite 堆積後の変成作用によつて堆積岩類の再結晶作用が行われ緑泥石及び黒雲母が発達していること(2) 花崗岩類と tillite 間の接触面に沿つて劇しい剪裂作用が起つたこと。(Geol. Mag., 93, 18~24, 1956) [植田]

7974, Portugal, Trancoso 花崗岩の微斜長石化作用 Schermerhorn, L. J. G.

Portugal, Trancoso の中粒—細粒花崗岩塊は之より新期の粗粒斑状花崗岩中に産する。古期の花崗岩は花崗閃緑岩から

成るが、多くの場合斑状花崗岩の影響によつて微斜長石化作用を受け花崗岩に變つてゐる。両花崗岩及びその捕獲岩中の斜長石は aibite-oligoclase に属する。之は最初もつと Ca に富んだ斜長石であつたものが、二次的に decalcification を受けて酸性斜長石に變つたものと考えてゐる。微斜長石と接する斜長石の周囲は曹長石質となつてゐる。両花崗岩共交代作用の産物である多量の白雲母と時に珪線石が見られる。(Amer. Jour. Sci., 254, 329~348, 1956) [植田]

金属鉱床学

7975, 地質温度測定方法とその問題 Ingerson, E.

著者は地質温度計について最近までの研究を詳細に述べ、種々の場合における地質温度計の実例を引用すると共に、これに関する多くの資料を紹介し、その各々の性質、長所及び欠点は云うまでもなく、これを利用する場合の注意や今後の問題を挙げている。

地質学的な温度の測定法として、流動する熔岩や噴気孔の温度の様に直接測定する方法と、鉱脈の生成温度を推定する場合によく利用される鉱物自身の物理化学的な性質によつて間接的に推測する方法とに大別してゐることが出来る。地質温度計として重要なのは後者の間接的な方法によるもので、これには次の様な鉱物の性質を利用するものがある。即ち 1) 計算による方法、2) 熔融点、3) 変態温度、4) 解離及び分解温度、5) 固溶体の離溶現象及び固溶成分、6) 共晶点、7) 液体の不混和性、8) 鉱物の熱水合成による生成安定範囲、9) 鉱物の随伴共生関係、10) 電気伝導度、11) 熱発光現象、12) 放射性着色、13) メタミクト現象、14) 液体包裹物

15)同位元素比, 16)石炭の変成現象, 17)熱力学的考察等。

この各々のものについて著者は詳しく説明を加えると共にこれに関する文献(226)や多くの具体的な資料がまとめられて居り, この方面の研究 者にとつては重宝な論文である。(Econ. Geol., Fiftieth Anniversary Volume, 341~410, 1956) [荳木]

7976, Sukulu 鉱床 Sinclair, W. E.

Africa の東部 Uganda, Kenyaとの境近くの約20平方哩の地域に, Sukulu 噴火口を含む24ヶの丘がある。これ等は径約2哩半, 高さ数百呎で Sukuluはその最大のもので, この噴火口の珍らしい事はその core が不純石灰岩から成りたつ事である。周囲は花崗岩であるが, 地下深処にあつた石灰岩がその中を押し上げられて出た。一般に carbonatite とされるこの石灰岩 coreは MgO を多量に含み, この種の鉱床としてよく知られる Norway, Soveのものとよく似た岩石よりなる。石灰岩は多数の断層及び火山性物質よりなる角礫を包裹する岩脈により切られ, 石灰岩中では甚だ風変りな鉱物共生を示す。即ち, 磁鉄鉱, 燐灰石, 石英, バツデレイ石, パイロクロオア, ジルコン, 重晶石及び鋭錐石で, 微量に銅金及びトリウムを含む。

鉱床として考えられるものはこの石灰岩の風化物が, 石灰岩 coreの周囲にたまつた残留堆積物で, 紅土を覆つて, 丘の麓又は丘の間に分布する。この鉱床としての土壌は磁鉄鉱44, 燐灰石34, 石英12, その他の珪酸10%からなる。(Minin. Mag., 92, 216~218, 1955) [鈴木]

7977, 香港, New Territories の Lin Ma Hang 鉛鉱山の地質

Davis, S. G., Snelgrove, A. K.

本鉱山は香港と中国との国境附近にあ

り, Jura 紀の Tai Mo Shan 斑岩とそれに貫入された Lok Ma Chau 片岩の中にある。鉱化作用はその斑岩の上部及び東部の接触部附近にあり, 上部では鉱化帯は片岩中, 下部では斑岩中に存在する。片岩中砂質の部分には柘榴石, 黄鉄鉱, 雲母を生じている。斑岩中は緑簾石脈が走り, 又片岩との接触部附近では大きな石英脈が走る。

鉱床区域は延長約3,000呎であるが, その中にゆるやかに北に落ちて, 桃状, 又はレンズ状で膨縮し, 片岩又は破碎帯を交代し, 或いは裂隙を充填する。母岩としての片岩及び斑岩は共に熱水により propylitize され, 僅かの緑泥石及び黄鉄鉱を伴う絹雲母を生じている。この変質の後, 鉱化帯に直交又は斜交する裂隙を充填した barren quartz vein が生成され, その後に 鉱石鉱物を伴う石英脈を生じた。この石英脈及び母岩中に量的に多いものから方鉛鉱, 黄鉄鉱, 閃亜鉛鉱及び黄銅鉱の脈で生じ, 母岩及び脈石と共に縞状をなす。閃亜鉛鉱は鉄閃亜鉛鉱ではなく, その中に黄銅鉱が exsolution bulb 及び後の fracture filling として生じている。黄鉄鉱は褐鉄鉱に変つている。鉱床は mesothermal~epithermal vein で, その鉱液は斑岩からもたらされた。

(Minin. Mag., 94, 73~79, 1956) [鈴木]

7978, Greenland, Blyklippen 鉱山に於ける鉱液の流動方向 Gross, W. H.

鉱液の流動方向を知るには 1) 鉱床附近の地質構造, 2) 各種鉱物の累帯配列, 3) 結晶の成長方向, 4) 結晶生成時の圧力, 5) 母岩の変質, 特に化学成分の変化等を攻究する事により, ある程度それを解明する事が出来るが, 著者は上述の手段を併用して当鉱床に於ける鉱液の流動方向を考察している。鉱床は断層に伴う浅熱水性鉛—亜鉛鉱床で次の特徴をもつ。

a) 鉍床を伴う断層の幅は北方より南部に向つて次第に狭少となり断層上部の急傾斜の部分即ち地質学的に低圧と考えられる部分に於て鉍化が著しく、b) 石英結晶の成長方向から推察してその流動方向は下部から上方に向つているもののようで、c) Zn-Pb 比は北部では Zn が優勢で南部に赴くに従い漸次 $Pb > Zn$ となり (Zn-Pb ratio contour によつて等温帯が導かれ得るとするならば) やはり北部より南方に向つて温度の低下が認められ、d) 爆散法によつても ratio contour と大略一致する結果が得られる。

以上の事柄から本鉍床を生成した鉍液は現鉍床北端より南上方に向つて移動し、温度の低下と共に各種の鉍石を沈澱したものである。(Econ. Geol., 51, 415~426, 1956) [阿部宏]

石油 鉍床学

7979. 原油の地球化学的研究

Bonham, L. C.

原油の微量金属元素の地質学的意義を検討するために、合衆国各地より Ordovician から Eocene までにわたる各時代の原油試料 66 個 (うち 45 は Oklahoma Seminole 地域の Lower Pennsylvanian 中のもの) を集め、分光分析法を適用した。原油中の微量金属元素検出のために特に工夫を加え、原油の ash 化、スペクトル線の濃度増大等の点について改良した。原油中に含まれる微量金属は産油地域が異なるに従つて、その組合せを異にし、それぞれの地域に応じた特徴的組合せを示すが、同一の時代、環境にある堆積盆地からの原油は、このような特徴を示さない。上述の Seminole 地域の原油試料から得た結果では、原油中の微量金属元素は各産油層の対比、区別に役立たない。然しこの適用は産油層間の

層位間隔がより大きい場合には有効であるかも知れぬ。注目すべきは、Seminole 地域に於て、V, Ni の集中分布が古地理学的方向と密接な関係を有することである。即ち、集中度は昔の海岸線近くに大で、盆地中心に向い漸次減少する。これは恐らく石油が移動する際、移動した岩石中の粘土或いは他の鉍物によつて有極性の金属有機成分が吸収されたことによるものか、或いは同一盆地内でも異なつた場所で生成された石油は、その含有金属が異なることに帰因するものであろう。何れにせよ、微量金属の含有状態が古地理を反映していることは事実である。同様関係が他の含油地域でも期待されよう。又 V と Ni は多くの原油にとり固有な元素で、恐らく石油生成の際、根源物質となつた有機体から生じた porphyrine 化合物中に存在するものと考えられる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 897~908, 1956) [田口]

7980. Ramsey 油田 (Oklahoma 州 Payne County) の集油と断層の関係 Umpleby, S.S.

Oklahoma 州の中心部より北東方 40 哩に位置する Ramsey 油田 (pool) は、この地方で著名な Nemaha Granite Ridge の 30 哩東方にある油田の 1 つで、1938 年に Mid-Continent Petrol. Corporation によつて開発されたものである。その当初は 38 坑井が "Wilcox" 砂岩 (第 1 層) (Ordovician) に、その後 "Wilcox" 砂岩 (第 2 層) と Misener-Huntton 砂岩 (Siluro-Devonian) について仕上げられた。この pool の産油はかなり長く、その油井資料も整備されているので、key formation の structural-map についての詳しい層厚、間隔、並びに全産油期間についての oil-water contacts が各油井について検討すること

が出来る。その結果この pool の油の集積は水平、垂直の二系統の断層系により左右されていることが判つた。

即ち 1)油は造構運動に伴つて永い期間に亘つて集積したもので、2)断層に沿い垂直方向の移動があり、それが現在まで継続している、3)断層を横断する移動も或貯溜槽によつては選択的に行はれたものと考えられる、4)断層群には3つの時期があり、その初期のものは水平のもので他は垂直方向のものである。以上の傾向を夫々の油槽に対する断層の効果から判断し探鉱の指針を述べた。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 122~139, 1956) [加藤]

7981. 分光分析に於ける Quenched Electrode の手順 Clark, R. O.

1946年に CalkinsとWhiteの両氏により Quenched Electrode による潤滑油の分光分析が発表されて以来、アメリカ石油工業分析委員会の中に発光分光分析小委員会がもうけられ、Calkinsの方法について種々検討が加えられた。

Calkinsの方法はよい方法であるがときどき誤差が出ることがある。実験に使用した分光器はBausch & Lomb社の中型及び大型プリズム分光器とARLの1.5m及び2.0m グレーティング分光器で、炭素電極の予熱温度の影響は1500°, 1800°, 2100°Fと変えたが、適当な内標準線を使えば影響は無視しうるが、炭素の線は内標準に用いると相違がある。電極を油中に浸しておく時間は10分、5分とも大差なく、2分の場合はやや検量線がわるくなる。電極の先端の形はまず影響はないと考えてよい。油をいれておく容器の大きさも影響はない。油から引上げた後の処理に於ては、油の粘性の影響はないがoil baseとoil additiveの成分の相違は分析結果に相異を及ぼす。

電極間隙は3mmがもつとも適当であつた。発光装置の電気容量は0.007より0.021 μ Fにまし、自己誘導は0.045より0.36MHにますことによつて、Ca, Ba, Zn, Pの感度は5倍となり再現性は1/2に減じた。火花間隙の個々の部分についてしらべたが集光レンズを使う場合火花間隙の中心を使用するのが最良の結果をあたえる。予備放電とか分析線については試料により元素によつて異なるので一般的なことは言えない。検出感度は0.1~0.01%であるが、Quenched Electrodeの方法は新しいoilでしかもbase stockとadditivesが同種で分析試料と標準試料が同種の場合は好結果が得られるが、これらが異つていたり使用済の油には適用することはよい方法とは言えない。(Anal. Chem., 23, 1948~1953, 1951) [阿部]

7982. ミネソタ州中部及び北部に於ける湖沼堆積物 Swain, F. M.

ミネソタ州の中部及び北部に存在する5つの湖の底質試料について層序学的な立場から湖沼堆積物を分類し、各岩相の分布発達状態、化学組成、pH、酸化還元電位、及び有機物組成を詳細に調べた。研究の対象となつた湖はMinnetonka, Prior, Johanna, Cedar, Burntsideの各湖で、この中Burntsideを除く4つの湖は、湖沼学的に詳細に比較して行くと夫々異つた特質を持っているが、共通的にはその底質が主として有機質に富める褐色—灰色のcoprogenic ooze, copropel等からなる石灰質硬水性の富栄養湖の特徴を持っている。これに対しBurntside湖は主にシルトからなる軟水性の貧栄養湖である。各堆積物の試料を、ベンゼン・メタノール・アセトン混溶媒を用いて有機物を抽出し、その抽出物を吸着クロマトグラフで炭化水素及び

アスファルト様物質を分離した。その結果飽和炭化水素、芳香族炭化水素として示される溶出分は全ての抽出物中に認められ、更に夫々の組成を2・3の試料について赤外線及び紫外線吸収スペクトルで表わし検討を加えたところ、Minnetonka湖のn—ヘプタン溶出分の1試料では、 8.7μ 附近に小さな吸収が認められ1—cyclohexyleicosane $C_{26}H_{54}$ に類似しているものと思われる。

一般に Burntside 湖の抽出物は、炭化水素及びアスファルト様物質が共に多く極性有機物質は比較的少量であるのに対して、Minnetonkaを始め他の富栄養湖のものは極性有機物質が大部分を占め結果的に生産性の高い湖程、又沼性の様な環境のもの程、極性の有機化合物の量が多いことが認められた。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 600~653, 1956) [島田]

7983, 重鉱物分析法及びそのヴェネズエラ層序への適用 Fec-Codecido, G.

ヴェネズエラの Mene Grande 石油会社はヴェネズエラの層位学的問題を解決するのに、所謂重鉱物分析法を用いた。扱われた試料は約 55,000, そのうちの 15,000が著者により研究された。この時用いられた重鉱物の分離法、鉱物の同定法が詳しく述べられているが、一般に広く行われている方法と大差ない。鉱物の定量的評価は個体数を一々数えることなく、顕微鏡下の任意の視野を幾つか観察し、その比較的量を 0 (極めて稀) から 5 (非常に大量)迄の頻度数字で表わす。得られた重鉱物の組合せと、その grouping には特に意を用い、分り易いグラフ表現法(最初 H.D. Hedberg により考案された)を用いている。即ち、ある基本的重鉱物組合せ(basic suite)を設け、これに新しい鉱物が加わつて組合せが更に

複雑になる、その複雑化の方向を、夫々の"進化線"に沿って color symbol で表わし、その地域の層序单元に対する様々の鉱物組合せの成因的關係をも表わさうとしたものである。ヴェネズエラで認識された基本的鉱物組合せはジルコン、白チタン石、チタン鉄鉱、電気石、金紅石、(これを blue suite として表わす)でこれにその他種々の鉱物が加わり yellow, red, green, purple および orange の各 Suite に区別される。著者の得た系統図は、小さい僅かの修正で殆どヴェネズエラ全域に亘り適用されるとし、重鉱物組合せの解析が層位学的研究上極めて重要であることを強調する。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 984~1000, 1956) [田口]
7984, Central Great Plains 地方白堊紀層頁岩の放射能及びウラン含有量 Tourtelot, H. A.

Late Cretaceous に属する Pierre 頁岩中の Sharon Springs 部層は黒色硬質の頁岩で有機物含有量に富むものであるがこれはまた South Dakota 中部及び北部、Nebraska の大半、Kansas の北部、Colorado の北東部に亘つて放射能に富むことが知られている。Missouri 河流域では本層がかなり薄いが 0.01% のウランを含有している。Nebraska の南西部では本層は 20 呎内外だが約 0.01% のウラン量が含まれていることが γ -ray 油井資料から推定される。South Dakota 及び Nebraska 南西部の Missouri 河流域では放射能及び U 量が最も多いが、こゝでは下位の Niobrara 層に不整合に重なる部分に相当している。Black Hills 附近では本部層の下位に Pierre 層中の Gammon 部層が、東部及び南部では不整合部分であるのに、こゝでくさび状に入っているが、こゝでは上位の地層よりは多い

が、比較的放射能が小さい。この頁岩部層はまた As, B, Cr, Cu, Mo, Ni, Se などの微量成分を含むが、Vは少い。また古代生の頁岩に比べて Mo, Sn は少いが、Ag, Se は多い。Nebraska 及び South Dakota の Great Plains 地方では白堊紀部頁岩は古第三紀の White River 層群基底の Chadron 層により不整合に被覆され、その上部30~50呎は褐色に変質している。これは主に pre-Oligocene の風化によるものであらう。変質帯の下部約 1/4 呎の変質しない部分の頁岩では放射性が最も強く、Niobrara 層の頁岩及び泥灰岩の部分で 0.1% 当量、乃至 0.03% の U を含有する。これは Chadron 層(夾炭層)中のかなり広範な U の分布から推して、極めて石灰質な Niobrara 層の変質帯下部の上記の U の根源は White River 層群にあるものと考えられる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 62~83, 1956) [加藤]

7985, 熱発光性質による Mid-Continent 産石灰岩の対比 Bergstrom, R. E.

Iowa, Missouri, Kansas の Pennsylvanian 時代の石灰岩試料 25 個の熱発光 (thermoluminescence) について, Parks (1953) により報告された方法を用いて調べ、対比問題への応用を検討した。用いられた各石灰岩は他の層位学的方法により、その水平連続が既に合理的に証明されているのであるが、得られた "glow curve" の水平連続は、所によりかなり変化し、相当距離に亘り連続するものあれば、1 平方哩内位で相当の変化を示すものもある。熱発光は石灰岩中に含まれる不溶残渣量、化学組成、放射能、再結晶作用、採取試料の頻度数等に左右されるため、対比は相当の制限を受ける。

Kansas City 及び shawnee 層群から得

た石灰岩の glow curve は、cyclic な性質をよく反映し、その "中部石灰岩" は最もよく類似した熱発光性質をもつて連続し、"下部石灰岩" はこれに次ぎ、"上部石灰岩" は連続した数似性がすくない。Pennsylvanian 石灰岩では Parks が Mississippian 石灰岩で指摘したのと異なり、石灰岩中の放射能度と発光熱との間には一定の関係がなく、石灰岩中の不純物の存在が放射能度以上に熱発光の性質を左右する。石灰岩に於ける岩質的或いは化学的变化が熱発光の性質を左右し、glow curve が Pennsylvanian の堆積輪廻による岩質、環境の変化を反映している事実は、熱発光が石灰岩の組成、堆積環境、結晶過程に関する知識を得るのに有用であることを暗示するが、熱発光を左右する作因は複雑で、更に研究を必要とする。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 918~942, 1956) [田口]

7986, Morrison 層の粘土鉱物 Tank, R. W.

ワイオミングと南部ダコタの Black Hills 地域の Morrison 層から得た 13 の層序断面中、同層の岩質の特徴を十二分に表わしているとみられる 4 の断面を選び、この断面中から採取した泥質岩中の粘土鉱物を調べた。M. L. Jackson (1949) の方法を用いて粘土から silt を分離し、各粘土試料を微粉末にし、等量の粉末トラガカントゴムと混ぜ水でぬらし、径 0.1~0.5mm の棒状にし X-ray 写真に供した。各粘土鉱物は標準の石英、カオリナイト、イライト、モンモリロナイトの X-ray 写真と比較して同定される。イライトはすべての断面中に存在し、最も豊富な粘土鉱物である。カオリナイトはイライトに次いで豊富であるが、石灰質粘土岩とは伴わず一般に Morrison 層の top 近くに現われる。

モンモリロナイトは極めて少なく、僅か2つの試料中に見られるだけである。少なくとも、この地域では各断面の粘土鉱物組合せによる zoning は一般に連続せず対比は困難で、地層の細分にも用いられない。粘土鉱物はその生成の物理、化学的環境に鋭敏である故、堆積物の起源を知るのに重要であるが、よく成因の知られている現世堆積物、地質時代堆積物の粘土鉱物に関する十分な資料がなく、又他生、自生の粘土鉱物を区別することが出来ない故、環境の指示鉱物として用いるのには慎重を要する。本地域に於けるイライトの豊富さは停水環境を示し、又カオリナイトの存在は Millot のいう湖成相を特徴づけるものと解釈されるが、上述の理由から全く試験的解釈の域を脱しない。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 871~878, 1956) [田口]

窯業原料鉱物

7987, 原子炉用窯業材料 吉本文平

原子炉用材料には高温度の抗張度が優れ、摩耗抵抗が大きく、熱伝導率が大きく、熱膨張係数が小さく、熔融点が高く、耐蝕性に富み、熱中性子を全く吸収しないもの或は反対に完全に吸収するもの、窯業的被覆の可能なことなどが要求されるが、これらを総て満足する様な万能的材料はないので、個々の材料を活用しなければならない。特に燃料体には高温原子炉に於ては高温で安定な UO_2 又は UC 等の窯業燃料が注目されるに至った。又減速材、制御材、遮蔽材にもそれぞれ窯業物が重要な役割を演じつゝあることを述べ原子力用耐熱材料を酸化物系、炭化物、窒化物系及び硫化物系耐火物に分けて論じ、これら材料の損傷と防止を例をあげて詳述している。(窯業協

会誌, 64, 306~318, 昭31) [大森]
7988, Sb 酸化物ガラス Hedden, W. A., King, B.W.

Sb酸化物を基体とするガラスの組成範囲を $\text{R}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Sb}_2\text{O}_3$ 系中に求めた。透明なガラスは Sb_2O_3 が 53~78 wt%, Al_2O_3 7~21, R_2O 12~26 で得られた。 R_2O は Na_2O 18%, K_2O 8% が良い。これ等のガラスは 6.2μ 迄の赤外線を透過する。屈折率は 1.72~1.77, 線膨張係数は平均 12.0×10^{-6} 程度である。Cr, Ni, Mn, Co, Fe, Ca 等によるガラスの着色を調べた所、2~3% Fe_2O_3 で深紅色を呈した。他は通常の珪酸塩ガラスの場合と同じであつた。又これら着色したガラスも 3~6.2 μ の範囲の赤外線は透過する。その他 HCl, NaOH に対する安定度、電気的性質等を調べた。(Jour. Am. Cer. Soc., 39, 218~222, 1956) [横山]
7989, Pt, Pd, Rh によるガラスの着色 Rindon, G.E., Rhoads, J.L.

アルカリの珪酸塩、硼酸塩、燐酸塩に相当する種々な単一組成のガラスに、Pt, Pd, Rh を $\text{PtCl}_4 \cdot 2\text{HCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{PdCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, RhCl_3 等のかたちで微量添加した場合、ガラスの呈する色を研究した。ガラスの組成、添加金属の量及び種類により、黄色、桃黄色、橙色、褐色等種々のものが得られた。これらガラスの 400~750 $m\mu$ 間の transmittance curve を求めた。例えば $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{P}_2\text{O}_5$ のガラスの場合 Pt 0.0001wt% では無色、0.0005~0.008 では明乃至暗灰色、0.01 で灰黄色、0.05 黄色、0.1 黄橙色であり、0.2~0.4 では Pt の結晶が出来る為、不透明となり灰黄色を示す。尚、着色の原因はこれら金属のイオンによるもので、夫々 Pt^{2+} , Pt^{4+} , Pd^{2+} 及び Rh^{3+} の存在が考えられる。(Jour. Am. Cer. Soc., 39, 173~180, 1956) [横山]

岩石礦物礦床學會誌

第四十卷

自 第一号 (昭和三十一年 二月)

至 第六号 (昭和三十一年十二月)

総 目 録

研究報 文

福島県石川町粕谷鉾山産 サマルスカイト及び柘榴石	{大森 啓一 長谷川修三 横山 鼎	1
新庄層群の砂岩粒度分析(II)—新庄盆地西縁部升形・川口地区..	{加藤 磐雄 阿部 正宏	5
黄銅鉍中の閃亜鉛鉍骸晶	{萱木 浅彦 田代 忠一 林 高朗	12
日高国ホロベツ上流 (ニオベツ川) の混成岩体に見出された 斜長石柘榴石紫蘇輝石角閃石岩の流石	浅井 宏	21
天竜川地域・三波川変成帯の塩基性および超塩基性岩	中山 勇	27
宮崎県尾鈴酸性岩中の尖晶石包有物について 2,3 の考察	野沢 保	33
土壤生成作用の鉍物学的研究 (第 3 報) 福島県大越町附近 に於ける石灰岩土壤中の粘土鉍物に就いて	増井 淳一	39
NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 系におけるシンターの実験	{都城 秋穂 都城 タミ	52
黄鉄鉍の面の反射能と構造	{高野 幸雄 高野 琴代	57
蓬萊高松鉍山の褐鉄鉍石	本多 朔郎	65
日高国目黒地方にみられる輝緑岩について	外崎 与之	70
新庄層群の砂岩粒度分析 (III)—新庄盆地北縁部真室川地域 ..	{加藤 磐雄 阿部 正宏	83
日高国幌満川中流の塩基性捕獲岩	浅井 宏	93
山形県田沢地域の新第三紀火山岩	今田 正	104
北部北上山地, 安家村産の球状閃緑岩	島津 光夫	115
インディアライト結晶に関する一考察	{杉浦 孝三 寺田 召二	127
粉状試料の薄片作成法の一法	本多 朔郎	130
耶馬溪 welded tuff について (予報)	{石井 清彦 谷田 勝俊 青木謙一郎	131

秋田県川原毛産鉛重晶石について (第 1 報)	{ 椎川 誠 山口 良二	137
山口県小野地域の閃長岩質岩石 (I) (II)	村上 允英	{ 149 191
日立地方のクロリトイド片岩中に発見された灰長石	関 陽太郎	155
日高帯猿狩川地域のミグマタイトにともなう包有岩類 (I)(II) ..	外崎 与之	{ 163 196
石油母岩の研究 (第 1 報)—新庄盆地北縁部の主として最上 層群中に発達する海成油母岩層について (その 1)	{ 加藤 磐雄 阿部 正宏	169
足尾山塊沢入花崗閃緑岩体の化学組成	植田 良夫	178
洞爺カルデラの熔結凝灰岩	{ 斎藤 昌之 藤原 哲夫	185
インド石結晶に関する一考察: 反論	{ 都城 秋穂 飯山 敏道	203
長野県下伊那地方の超塩基性および塩基性岩類	島津 光夫	207
亀岡市行者山花崗岩中の微粒放射能鉱物	{ 早瀬 一一 堤 得道	216
秋田県太良鉱山産鉍石の離溶共生について	{ 荻木 浅彦 田代 忠一	223
三頭山産石英閃緑岩の弾性係数の測定について	倉持 文雄	230
古琵琶湖層の粘土鉱物について (2)	兼松 四郎	238
幌満川上流 (パンケ川) の混成岩帯に見出された超塩基性 岩の流石	浅井 宏	245
Marekanite type の perlite について	桑原 寛	249

会 報

会費値上の件, 昭和 31 年度事務担当者, 会員動静, 投稿規定, 総会並びに学術講演会開催の件, 日本学術会議第四期会員選挙の件, 昭和 30 年度会計報告, 寄贈及び交換図書, 総会及び講演会記事, 本会役員, 本会会則,

新 刊 紹 介

Graphic problems in petroleum geology. By L.W. LeRoy and J.W. Low.
Geology of uranium and thorium.

抄 録

鉱物学及び結晶学	X 線粉末写真によるメタミクト鉱物の決定	外34件
岩石学及び火山学	Teschenite と crinanite の名称	外24件
金属 鉍 床 学	Bolivia, Corocoro 地方の輝銅鉍々床	外23件
石油 鉍 床 学	北東部 Alberta, McMurray 層中の現地油 並びに石油の成因	外25件
窯 業 鉍 物	BaTiO ₃ —SiO ₂ 系の平衡関係	外 4 件
参 考 科 学	地下水及び地表水中の放射能	外 5 件

会 員 名 簿

本 会 役 員 (任期：昭和32年 12月末日迄)

会 長 渡 邊 萬 次 郎

幹 事 石井 清彦 伊藤 貞市 鈴木 醇 高橋 純一
坪井 誠太郎

評議員 石川 俊夫 小野田匡高 大森 啓一 片山 信夫
兼子 勝 神山 貞二 河野 義礼 木下 亀城
久野 久 柴田 秀賢 柴田 莊三 須藤 俊男
末野 悌六 鈴木廉三九 滝本 清 竹内 常彦
津屋 弘達 富田 達 西沢章三郎 根本 忠寛
野田真三郎 原田 準平 堀越 義一 待場 勇
三原 栄 八木 健三 吉木 文平 吉村 豊文
渡辺 新六 渡辺 武男

実 行 委 員 会

委 員 会	編 集	庶 務	会 計	図 書	行 事	会 員
委 員 長	大森啓一	竹内常彦	鈴木廉三九	待場 勇	小野田匡高	八木健三
委 員	加藤磐雄	植田良夫	千藤忠昌	荳木浅彦	長谷川修三	早川典久

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿部 宏 阿部 正宏 石井 清彦 植田 良夫 大森 啓一
加藤 磐雄 今野 弘 島田 昱郎 島津 光夫 荳木 浅彦
鈴木 光郎 千藤 忠昌 田口 一雄 竹内 常彦 長谷川修三
横山 鼎

昭和31年 11月20日 印刷

昭和31年 12月1日 発行

發行所 仙台市片平丁 東北大学理学部内
日本岩石礦物礦床学会
〔電話仙台③1181 (内線311)〕

編集兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会

会費拂込先 同 上〔振替仙台8825番〕

本会会費 一ヶ年分 500円 (前納)

本誌定価 一 部 100円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Ultramafic rocks of Shimo-Ina district, Nagano Prefecture.
..... M. Shimazu.
- The minute radioactive minerals of the Gyoja-yama granite, Kyoto Prefecture. I. Hayase and T. Tsutsumi
- Unmixing textures of the ores from the Daira mine, Akita Prefecture.
..... A. Sugaki and C. Tashiro.
- On the measurment of modulus of elasticity of quartz-diorite at Mito-yama, Tokyo. F. Kuramochi.
- On the clay minerals of the Kobiwako bed, Shiga Prefecture.
..... S. Kanematsu.
- The ultrabasic rock as a block on the river Panke, in the zone of the central migmatite body, Hidaka Province. H. Asai.
- Perlite of marekanite type. H. Kuwabara.
- Notes and news.
- Announcements from the Association.
- Abstracts :
- Mineralogy and crystallography.* The etching figure of diamond, etc.
- Petrology and volcanology.* On the emplacement of granites, etc.
- Sci. of metallic deposits.* Methods and problems of geologic thermometry, etc.
- Sci. of petroleum deposits.* Geochemical investigation of crude oil, etc.
- Ceramic minerals.* Ceramic materials for atomic pile, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.